ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ

XXX

ЭСТОНСКАЯ ССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО
„НЕДРА"
МОСКВА·1966

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
А. В. СИДОРЕНКО

■

ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА
Н. В. РОГОВСКАЯ, Н. И. ТОЛСТИХИН,
В. М. ФОМИН



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА" · МОСКВА 1966

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ (ВСЕГИНГЕО)

УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ ЭСТОНСКОЙ ССР

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XXX

ЭСТОНСКАЯ ССР

РЕДАКТОР
Б. Н. АРХАНГЕЛЬСКИЙ

ЗАМЕСТИТЕЛИ РЕДАКТОРА:
Э. А. МУСТЙЫГИ, Э. Р. ЧЕБАН

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА" · МОСКВА 1966

УДК 551.49(474.2)

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГИДРОГЕОЛОГИИ СССР»

АФАНАСЬЕВ Т. П.
АХМЕДСАФИН У. М.
БАБИНЕЦ А. Е.
БУАЧИДЗЕ И. М.
БУСЛАЕВА А. А.
ДУХАНИНА В. И.
ЗАЙЦЕВ И. К.
КАЛМЫКОВ А. Ф.
КУНИН В. Н.
КУДЕЛИН Б. И.
КИНЕСАРИН Н. А.
МАККАВЕЕВ А. А.
МАРИНОВ Н. А.
МЕСЯЦ И. А.
ОБИДИН Н. И.
ОВЧИННИКОВ А. М.
ПЛОТНИКОВ Н. И.
ПОКРЫШЕВСКИЙ О. И.
ПОПОВ В. Н.
ПОПОВ И. В.
РОГОВСКАЯ Н. В.
СИДОРЕНКО А. В.
СОКОЛОВ Д. С.
ТИТОВ Н. А.
ТОЛСТИХИН Н. И.
ТУЛЯГАНОВ Х. Т.
ФОМИН В. М.
ЧАПОВСКИЙ Е. Г.
ЩЕГОЛЕВ Д. И.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение (*Э. Р. Чебан*) 7

Глава I. **Общие сведения** 9

Географическое положение и экономический обзор (*В. Ю. Тармисто*) . . —
Гидрогеологическая изученность (*Р. О. Ургард*) 12

Глава II. **Природные и искусственные факторы, влияющие на распределение и формирование подземных вод** 18

Природные факторы . . . . . —
Климат (*Т. Ф. Эйпре*) . . . . . —
Гидрология (*Т. Ф. Эйпре*) 24
Почвы и растительность (*А. И. Лиллема*) 35
Геологическое строение (*Э. А. Мустйыги, К. Ф. Каяк*) 41
Геоморфология (*К. Ф. Каяк*) 51
Тектоника (*Э. А. Мустйыги*) 58
История геологического развития (*Э. А. Мустйыги*) 61
Искусственные факторы (*Э. Р. Чебан*) 63

Глава III. **Характеристика водоносных комплексов, горизонтов и водоупорных толщ** (*Э. Р. Чебан*) 65

Водоносный комплекс четвертичных отложений (*А. И. Вийганд, В. С. Сергеева, Э. Р. Чебан*) 70
Саргаевский водоносный комплекс (*Э. Р. Чебан*) 96
Швентойско-тартуский водоносный комплекс (*Э. Р. Чебан*) 98
Наровская водоупорная спорадически обводненная толща (*Э. Р. Чебан*) 109
Пярнуский водоносный горизонт (*Э. Р. Чебан*) 114
Силурийский водоносный комплекс (*Э. Р. Чебан*) 122
Ордовикский водоносный комплекс (*Э. Р. Чебан*) 134
Ордовикская водоупорная толща (*Э. Р. Чебан*) 157
Кембро-ордовикский водоносный горизонт (*Э. Р. Чебан*) 158
Лонтоваская водоупорная толща (*Э. Р. Чебан*) 168
Кембро-вендский водоносный комплекс (*Б. Н. Архангельский, А. М. Федорова*) 170
Протерозойско-архейский водоносный комплекс (*Э. Р. Чебан*) . . . 192

Глава IV. **Общие закономерности формирования подземных вод** 193

Палеогидрогеологический обзор (*Э. Р. Чебан*) . . . . . —
Гидродинамическая и гидрохимическая зональность (*Э. Р. Чебан*) . . 200
Общие закономерности формирования режима подземных вод (*Э. Р. Чебан*) 213
Подземный сток (*Э. Р. Чебан*) 218
Гидрогеологическое районирование (*Э. Р. Чебан*) 220

Глава V. **Подземные воды в народном хозяйстве** 228

Естественные ресурсы (*Э. Р. Чебан*) . . . . . —
Минеральные лечебные воды и грязи (*Э. Р. Чебан*) 237

Стр.

Гидрогеологические условия месторождений полезных ископаемых (*В. А. Пуура*) 242
Мелиоративно-гидрогеологические условия сельскохозяйственных земель (*М. Х. Сепп, В. С. Сергеева*) 251

Глава VI. **Охрана подземных вод** 260

Влияние действующих водозаборов на изменение естественного режима (*Л. А. Савицкий*) . . . . . —
Характер и интенсивность загрязнения подземных вод сточными водами (*Л. Я. Лаане*) 265
Характер влияния горных выработок на естественный режим подземных вод (*Л. А. Савицкий*) 274

Глава VII. **Инженерно-геологические условия** (*В. С. Сергеева*) 280

Заключение (*Э. Р. Чебан*) 297

Литература 301

ВВЕДЕНИЕ

Задачей монографического описания подземных вод Эстонской ССР является систематизированное обобщение огромного фактического материала по подземным водам республики.

Данная монография является составной частью многотомного издания «Гидрогеология СССР».

Указанная работа составляется с учетом геологической основы монографии «Геология СССР» (XXVIII том—ЭССР), изданной в 1960 г.

В работе приводится комплекс погоризонтных карт-схем, на которых показано изменение мощности, глубины залегания кровли водоносного горизонта и уровня подземных вод, а также изменение по площади водопроводимости, химизма и минерализации. Исходным материалом для этого послужили данные разведочных гидрогеологических и эксплуатационных на воду скважин.

Из материалов съемок более позднего времени использованы результаты гидрогеологических исследований некоторых глубоких разведочно-гидрогеологических скважин.

Описание выделенных водоносных комплексов и горизонтов с детальной характеристикой глубин залегания, литолого-фациальной изменчивости, мощностей, водообильности, химизма, мелиорации и режима приведены на схеме (сверху вниз). Вопросы условий залегания, питания, накопления стока и формирования подземных вод рассмотрены исходя из выделенных по геоструктурному принципу гидрогеологических районов I и II порядков. Приводимая в томе количественная характеристика подземных вод дает материалы для определения возможностей использования подземных вод в народном хозяйстве как по региону в целом, так и по отдельным его районам.

Инженерно-геологическое районирование территории произведено с выделением трех таксономических единиц: регионов — по геоструктурному признаку, областей — по геоморфологическому и районов — по типам развитых геолого-генетических комплексов горных пород.

Монографическое описание разделяется на общие и специальные главы. К первым относятся: глава I — географическое положение, экономика района и изученность территории; глава II — основные физико-географические, геологические и искусственные факторы, определяющие распространение и формирование подземных вод. В специальных главах III—VII приведено описание гидрогеологического строения территории республики, рассмотрены вопросы формирования и режима подземных вод, вопросы гидрогеологического районирования, оценки естественных ресурсов подземных вод, роли подземных вод в народном

хозяйстве республики, охраны подземных вод, а также приведена схема инженерно-геологического районирования территории ЭССР с соответствующим описанием.

Некоторая неравномерность характеристик водоносных комплексов и горизонтов по площади является следствием недостаточной изученности, особенно при погружении их в южном направлении по падению слоев палеозойских пород. Приводимые в томе фактические данные о тех или иных водоносных комплексах и горизонтах отображают наиболее важные гидрогеологические характеристики района и являются по возможности типичными (например, сведения о глубинах залегания вод, о водообильности, водопроводимости, химическом составе и т. д.). Характеристика химического состава подземных вод дается по анионам и катионам, причем наименование вод по ионному составу производится от ионов, содержащихся в меньших количествах (учитывается 20 экв. %), к ионам, содержащимся в больших количествах (сначала анионы, затем катионы). К монографии, кроме погоризонтных гидрогеологических карт-схем и других иллюстраций в тексте, прилагаются в качестве основных графических приложений обзорные гидрогеологические карты четвертичных и дочетвертичных отложений, карта инженерно-геологического районирования, карты естественных ресурсов и гидрогеологические разрезы.

В представленном виде XXX том монографии «Гидрогеология СССР» отражает наши знания по подземным водам ЭССР на данной стадии изученности. Приведенные материалы могут быть использованы при решении вопросов промышленного и сельскохозяйственного водоснабжения, мелиорации заболоченных территорий, развития курортного строительства, эксплуатации месторождений полезных ископаемых, а также для дальнейшего исследования подземных вод.

В составлении данной монографии принимал участие большой коллектив гидрогеологов и геологов системы Управления геологии Совета Министров Эстонской ССР, а также других организаций.

В процессе работы полезные указания и замечания были сделаны научным редактором Б. Н. Архангельским, соредакторами Э. А. Мустйыги, Э. Р. Чебан, заведующим сектором гидрогеологии АН ЭССР А. И. Верте и другими товарищами, которым авторы приносят глубокую благодарность.

При подготовке настоящей работы к печати ценные критические замечания и рекомендаций были сделаны рецензентами — Н. В. Роговской, В. И. Владимирским и И. М. Цыпиной.

Авторы не исключают возможных недостатков настоящей работы, поскольку она является одной из первых попыток создания подобного рода сводки. Авторы с благодарностью примут критические замечания со стороны специалистов и учтут их при дальнейшей работе.

Глава I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Эстонская ССР расположена в северо-западной части СССР на побережье Балтийского моря, между Финским и Рижским заливами и Псковско-Чудским озером. На востоке республики граничит с Ленинградской и Псковской областями РСФСР, на юге — с Латвийской ССР. Крайние географические точки материковой части Эстонской ССР находятся в пределах 50° 40′ и 57° 30′ с. ш. и 23° 22′ и 28° 12′ в. д. Территория республики составляет 45,2 тыс. *км*², протяжение с востока на запад 350 *км*, с севера на юг 240 *км*. Из общей территории республики 9% занимают острова, которые образуют к западу от материковой части Эстонии Западно-Эстонский архипелаг. Наибольшие из них: Сааремаа — 2709 *км*², Хийумаа — 965 *км*², Муху — 204 *км*², Вормси — 93 *км*².

Полезными ископаемыми Эстонской ССР являются горючие сланцы, торф, фосфориты, известняки, доломиты, мергели, глины и разные пески. Среди них ведущее положение занимают горючие сланцы (геологические запасы которых достигают 10,8 млрд. *т*, в том числе разведанные 3,5 млрд. *т* и перспективные 5,1 млрд. *т*), расположенные в северо-восточной части Эстонии от линии гг. Тапа—Нарва на юг до северного побережья Чудского озера. Большинство шахт и карьеров сосредоточено в центре сланцевого бассейна (вблизи г. Кохтла-Ярве) и западнее г. Нарвы.

В республике насчитывается около семи тысяч торфяных месторождений общей площадью 910 тыс. *га*. Болота занимают 14% территории республики. Главнейшие месторождения торфа расположены в юго-западной (Йыепере) и в северо-восточной (Муракасоо, Куресоо) частях. Эстонская республика богата фосфоритами, геологические запасы которых достигают 270 млн. *т*, в том числе разведанные 145 млн. *т* и перспективные 52 млн. *т*. Крупнейшие месторождения фосфоритов расположены в окрестностях г. Таллина (Маарду), западнее г. Нарвы и в центральной части сланцевого бассейна на побережье Финского залива (Азери, Сака-Онтика). Запасы строительных материалов — известняков, доломитов и мергелей практически неограничены. Они расположены в Северной Эстонии (в окрестностях г. Таллина и в сланцевом бассейне). Там же имеются и крупнейшие месторождения синих кембрийских глин.

Численность населения Эстонии, по данным на 1 января 1963 г., составляет 1 244 000 человек. Средняя плотность населения 27 человек на 1 *км*², в северной промышленной части республики она местами

достигает 50 человек на 1 *км*² и более, а в западной части — 10—15 человек на 1 *км*². В 1963 году удельный вес городского населения Эстонской ССР достиг 60%.

Наибольшая плотность сельского населения имеет место в юго-восточной части Эстонии, средняя плотность — в центральных районах и наименьшая — в западных районах республики.

В Эстонии 33 города, 24 городских поселка и 15 сельских районов. Города Таллин, Тарту, Пярну, Нарва и Силламяэ имеют республиканское значение.

В зависимости от исторического развития, природных условий и специфики производства население на территории Эстонии распределяется крайне неравномерно. Преобладают небольшие города и поселки. Количество городов с численностью населения свыше 10 000 человек составляет всего лишь 33% от общего числа городов республики. Среди поселков 66% приходится на долю таких, где численность населения составляет менее 2000 человек. Примерно половина сельского населения имеет хуторское хозяйство. В последние годы наблюдается процесс переселения из хуторов в центральные усадьбы колхозов и совхозов.

В промышленности Эстонии главное место занимают отрасли тяжелой индустрии, в частности машиностроение и металлообработка.

Эстония является поставщиком электромоторов, экскаваторов, нефтеаппаратуры, дорожных машин, кабеля, точных приборов, радио- и электротехнических изделий и аппаратуры. Большое развитие в Эстонии имеет сланцедобывающая промышленность. Горючий сланец в настоящее время используется в качестве энергетического топлива и источника получения бытового газа, а также различных химпродуктов. Его неорганическая часть (зола, кокс, полукокс) используется для производства строительных материалов. На базе горючих сланцев в Эстонии начинает развиваться сланцехимическая промышленность. Значительное развитие на базе местных фосфоритов приобретает также производство минеральных удобрений.

Одной из важнейших отраслей промышленности в Эстонской ССР является энергетическая. Широкое развитие имеют также промышленность строительных материалов, лесная и деревообрабатывающая, целлюлозно-бумажная, текстильная, трикотажная, мясомолочная и рыбная.

В соответствии со структурой и особенностями сельскохозяйственных угодий, а также климатическими условиями основной отраслью сельскохозяйственного производства в Эстонии является животноводство.

Важнейшей проблемой сельского хозяйства республики остается проблема мелиорации заболоченных и переувлажненных земель.

Эстония располагает железнодорожными линиями большой протяженности, густой сетью автодорог. Речной транспорт имеет небольшое значение в общем грузообороте республики. Крупнейший морской порт — Таллин.

На территории Эстонской ССР можно выделить пять народнохозяйственных районов: Таллинский, Сланцевый, Пярнуский, Тартуский и Приморско-Островной (рис. 1).

Таллинский народнохозяйственный район играет главную роль в развитии хозяйства республики. Объем продукции района составляет около 50% от общего объема валовой продукции республики, в том числе самого г. Таллина 44%. Основными видами промышленности в указанном районе являются: металлообрабатывающая, машиностроения, стройматериалов, лесная и деревообрабатывающая, целлюлозно-бумажная, текстильная и пищевая.

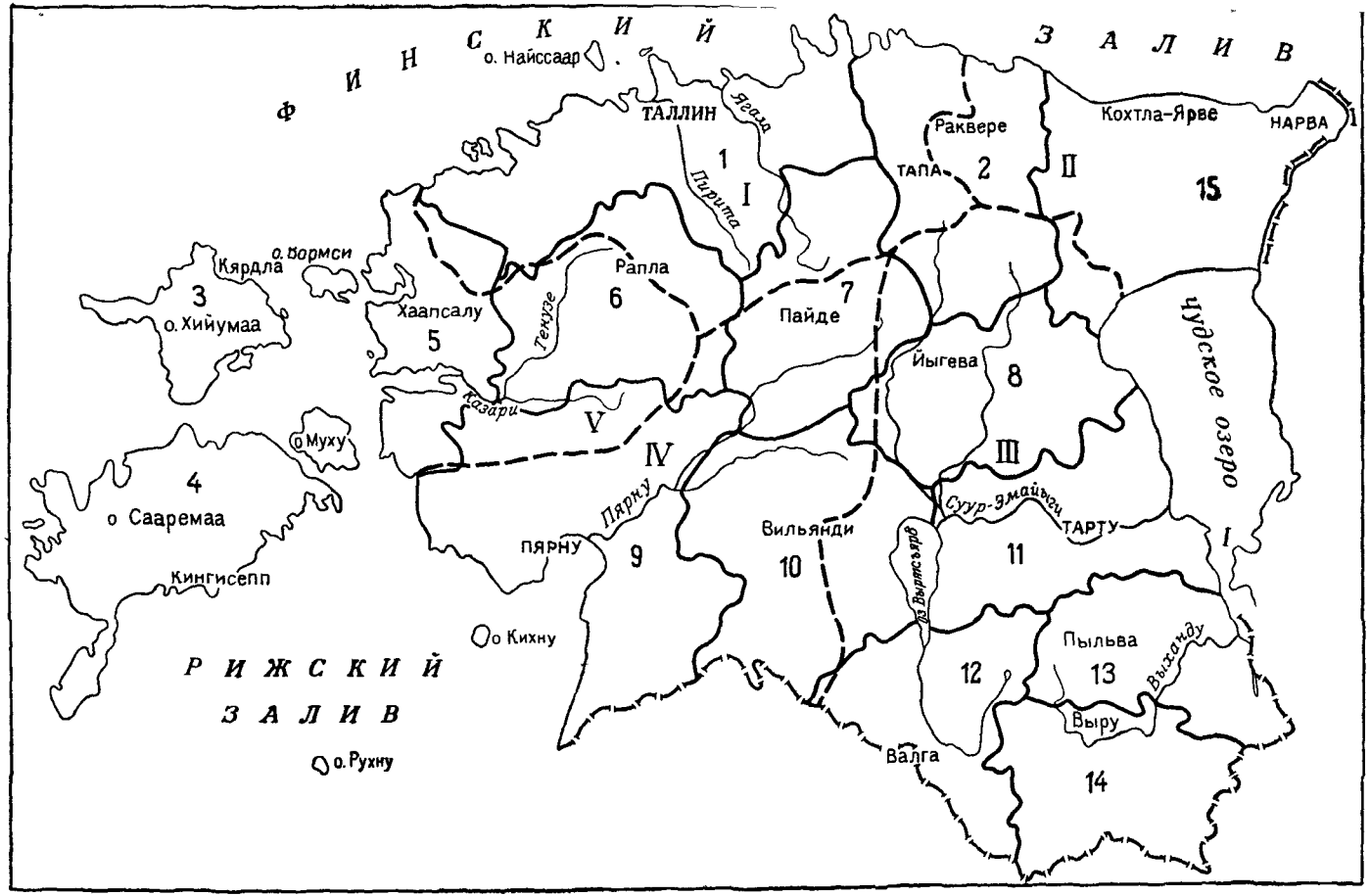


Рис. 1. Обзорная карта Эстонской ССР

Административные районы. *1* — Харьюский; *2* — Раквереский; *3* — Хийумаский; *4*—Кингисеппский; *5* — Хаапсалуйский; *6* — Раплаский; *7* — Пайдеский; *8*—Йыгевасский; *9* — Пяриуский; *10* — Вильяндиский; *11* — Тартуский; *12* — Валгаский; *13* — Пыльваский; *14* — Выруский; *15* — Кохтла-Ярвеский
Народиохозяйственные районы· I — Таллинский; II — Слаицевый; III — Тартуский; IV — Пяриуский; V — Приморско-Островной

Сланцевый народнохозяйственный район является хорошо развитым промышленным районом, где ведущее место занимают отрасли тяжелой индустрии. По полезным ископаемым, в частности горючим сланцам, фосфоритам, известнякам, глине и другим, этот район занимает первое место в республике. Сланцевый район дает 22% промышленной продукции республики. По отдельным видам отраслей промышленности (сланцевая, энергетика, промышленность строительных материалов и текстильная) район занимает ведущее место в республике. В перспективе в этом районе наибольшее развитие приобретает сланцеперерабатывающая промышленность и на ее базе — слаицехимическая.

Пярнуский народнохозяйственный район характеризуется развитием рыбной, легкой, пищевой и в незначительных объемах машиностроительной промышленности. Концентрируется эта промышленность в г. Пярну.

Тартуский народнохозяйственный район по занимаемой территории является самым крупным в республике и имеет в основном сельскохозяйственное направление. Промышленность района специализируется по переработке сельскохозяйственного сырья и леса. Кроме того, здесь развиты аппарато- и приборостроение, а также промышленность строительных материалов и др. Главным промышленным центром является г. Тарту.

Приморско-Островной народнохозяйственный район характеризуется развитием пищевой и в первую очередь рыбной промышленности. Административными центрами района являются города Хаапсалу и Кингисепп.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые сведения по гидрогеологии территории Эстонской ССР относятся ко второй половине прошлого века, когда возникла потребность в водоснабжении за счет подземных вод. Эти сведения представляют собой отрывочные данные об одиночных буровых колодцах, а также отдельные сводки по гидрогеологии небольших территорий. Одной из первых работ была статья Г. П. Гельмерсена, в которой было указано на существование водоносного горизонта в нижнекембрийских песчаниках ниже синих глин. К. Шмидт в своих работах по водоснабжению г. Тарту пришел к выводу, что подземные воды здесь приурочены к девонским отложениям. К. Гревингк выявил в девонских отложениях г. Тарту несколько водоносных горизонтов.

Первые специальные гидрогеологические работы были выполнены профессором Рижского политехнического института Б. Доссом. Он обосновал проект водоснабжения г. Тарту на базе подземных вод и изучил также гидрогеологические условия г. Пярну и его окрестностей, выявив там верхнесилурийский водоносный горизонт. Были начаты (продлившиеся до настоящего времени) исследования с целью улучшения условий водоснабжения г. Таллина водами четвертичных отложений (Б. Досс, 1912, И. И. Гемзендорф, 1913 и др.).

Н. Ф. Погребов (1916) считал возможным выделить на юго-востоке, за пределами Эстонии, область питания нижнекембрийского водоносного горизонта. Им был также выделен кембро-ордовикский водоносный горизонт в песчаниках, залегающих между синими глинами нижнего кембрия и диктионемовыми сланцами нижнего ордовика.

В период с 1918 по 1940 г. количество специальных работ по гидрогеологии было незначительным. В ежегодниках Бюро исследования внутренних вод (1925—1940) описывались буровые скважины в бассейнах рек некоторых районов республики. П. Ланнусом была выявлена

стратиграфическая приуроченность самоизливающихся скважин в бассейне р. Казари. Исследовались также источники и описывались артезианские колодцы о. Хийумаа. Вопросами загрязнения грунтовых вод в окрестностях г. Кивиыли сланцевыми фенолами занимался И. Рейнвальд (1932—1933 гг.), рекомендовавший для водоснабжения сланцевого бассейна кембро-ордовикский водоносный горизонт. В этот же период при разведке различных полезных ископаемых, в частности горючих сланцев, проводятся и самые общие исследования по гидрогеологии месторождений.

В период Отечественной войны на территории оккупированной Эстонии проводились незначительные работы, связанные лишь с водоснабжением. И. Карком был закончен начатый в 1941 г. гидрогеологический обзор, в котором сделана первая попытка стратификации водоносных горизонтов палеозойских отложений Эстонской ССР.

После окончания войны в связи с восстановлением и развернутым строительством промышленности и городов было начато широкое изучение гидрогеологии республики. Ввиду специфичности гидрогеологических исследований 1945—1960 гг. их целесообразно в дальнейшем рассматривать по отдельным видам.

Гидрогеологическая съемка. В 1945—1946 гг. Ленинградским геологическим управлением по имеющимся архивным и литературным материалам были составлены сводные мелкомасштабные гидрогеологические карты с объяснительными записками. Однако из-за недостаточного количества фактического материала составленный комплекс геологических и гидрогеологических карт не отличался высокой точностью.

Комплексные геологосъемочные работы были начаты V Геологическим управлением в 1946 г. До 1950 г. среднемасштабной съемкой было покрыто около 71% всей территории республики.

В 1957 и 1959 гг. V Геологическим управлением были продолжены среднемасштабные комплексные геологические съемки Прибалтики, охватившие южную и юго-восточную не заснятые части Эстонии. Недостатком составленных этими авторами карт является отсутствие гидрогеологической характеристики разреза по всей глубине осадочной толщи.

Северо-Западным геологическим управлением была составлена мелкомасштабная гидрогеологическая карта условий сельскохозяйственного водоснабжения, охватывающая восточные районы республики. Недостаточное количество фактического материала и устарелая геологическая основа снижают значение этой работы.

Основным недостатком как средне-, так и крупномасштабных гидрогеологических съемок является то, что в процессе их проведения не обращалось серьезного внимания на вопросы дальнейшей, более дробной стратификации гидрогеологического разреза. Кроме того, было чрезвычайно мало данных по гидрогеологической и гидрохимической характеристике, в частности по глубоко залегающим водоносным горизонтам на территории средней и южной Эстонии; по содержанию микрокомпонентов в подземных водах имеются лишь единичные анализы, а изучения инженерно-геологических условий территории республики вообще не проводилось.

В заключение следует отметить, что Управлением геологии и охраны недр при СМ ЭССР в 1962 г. составлены обзорные гидрогеологические карты.

Изыскания подземных вод для технического и питьевого водоснабжения проводились в первую очередь в сланцевом бассейне и в городах.

Для централизованного водоснабжения рекомендуется главным образом нижнекембрийский водоносный горизонт (как самый надежный) и в меньшей степени — кембро-ордовикский. Для технических целей рекомендуются шахтные воды (ордовикский горизонт), а также озерные воды и воды четвертичных отложений.

В сводном обзоре гидрогеологии г. Тарту К. Орвику указывает на значение для водоснабжения города подземных вод древних погребенных долин, заполненных флювиогляциальными отложениями.

Трудности в водоснабжении г. Таллина обусловили продолжение начатых в начале XX века крупных изысканий по выявленню источников воды. Государственным проектным институтом «Эстонпроект» в 1951 и в 1953—1958 гг. были обнаружены значительные запасы грунтовых вод во флювиогляциальных отложениях окрестностей оз. Юлемисте, пригодных, однако, только для технического водоснабжения. Институтом геологии Академии наук ЭССР в 1959 г. был составлен очерк по гидрогеологии г. Таллина. В этом очерке, помимо описания известных ранее водоносных горизонтов, в качестве нового источника подземных вод предлагается древняя погребенная долина, впадающая в Копливский залив и выполненная водообильными флювиогляциальными отложениями.

В 1949—1959 гг. был составлен еще целый ряд гидрогеологических очерков городов и поселков республики с рекомендациями целесообразной эксплуатации подземных вод.

В послевоенные годы для промышленных предприятий, коммунального хозяйства, совхозов и колхозов пробурено большое количество эксплуатационных скважин, в основном в водоносных горизонтах палеозойских отложений.

Усиленная эксплуатация подземных вод вызвала во многих городах опасность их истощения и загрязнения. В целях упорядочения эксплуатации подземных вод Управлением геологии и охраны недр при СМ ЭССР были начаты работы по инвентаризации и обследованию существующих буровых колодцев крупных населенных пунктов и сланцевого бассейна. В результате этого выявлено значительное количество загрязненных скважин. Однако эти работы не дают полного представления о степени загрязнения отдельных водоносных горизонтов.

Несколько больше сделано в области санитарно-гигиенического изучения качества подземных вод Эстонии. Уже в 1928—1938 гг. кафедрой гигиены Тартуского университета было проведено обширное обследование шахтных и неглубоких буровых колодцев и установлено загрязнение большинства их на территории населенных пунктов. В последние годы изучением санитарно-гигиенических свойств подземных вод занимался Таллинский научно-исследовательский институт эпидемиологии, микробиологии и гигиены. Было исследовано свыше 1000 проб воды, взятых из скважин, распределяющихся более или менее равномерно по всем эксплуатируемым водоносным горизонтам. Изучались общая минерализация, жесткость и щелочность вод, содержание хлоридов, сульфатов и железа, а также микроэлементов фтора и йода. Кроме того, с целью выявления загрязнения неглубоко залегающих подземных вод в населенных пунктах были бактериологически и химически исследованы колодцы в г. Раквере. Недостатком санитарно-гигиенических исследований подземных вод является неудовлетворительная увязка их с гидрогеологическим строением исследуемого района, поскольку эти исследования проводились без участия гидрогеологов.

Изучение режима подземных вод Эстонской ССР было начато в 1944 г. Кембрийской и с 1946 г. Силурийской гидрогеологическими станциями Ленинградского геологического управления. Указан-

ные станции (режимные партии) неоднократно передавались из одного ведомства в другое, наблюдения же проводились беспрерывно. В 1961 г. наблюдательная сеть в пределах Эстонской ССР была объединена и передана Эстонской гидрогеологической станции УГиОН при СМ ЭССР. Менее продолжительные стационарные наблюдения проводились Институтом геологии АН ЭССР и Государственным проектным институтом «Эстонпроект».

Кембрийская гидрогеологическая станция (режимная партия) ставила своей задачей изучение режима подземных вод нижнекембрийского водоносного комплекса как основного подземного водоисточника в условиях его интенсивной эксплуатации в пределах городов Таллина и Кохтла-Ярве, а также в естественных условиях в пределах северной Эстонии для разработки рациональных мер эксплуатации с целью предотвращения подземных вод от засоления и истощения.

Целевым заданием Силурийской гидрогеологической станции явилось изучение режима подземных вод на территории действующих шахт Эстонского сланцевого месторождения с целью разработки методики по прогнозированию водопритоков в горные выработки и поисков источников водоснабжения в условиях водослива из горных выработок, когда первый от поверхности земли водоносный горизонт практически сдренирован.

Начиная с 1960 г. на базе организованной вышеупомянутыми организациями наблюдательной сети начала свою деятельность Эстонская гидрогеологическая станция, которая, исходя из практической необходимости, соответственно пересмотрела и расширила эту сеть. В настоящее время сеть Эстонской гидрогеологической станции насчитывает более 200 наблюдательных точек по изучению режима подземных вод как в естественных (слабо нарушенных), так и в искусственных, нарушенных деятельностью человека условиях.

При этом вся наблюдательная сеть, преимущественно по территориальному признаку, разделена на пять постов: I — Таллин, II — Кохтла-Ярве, III — Пярну, IV — Тарту и V — региональный пост. Основной задачей проводимых станцией наблюдений является:

1. Выявление основных особенностей режима в условиях интенсивной эксплуатации подземных вод для целей водоснабжения, разработка методики прогнозирования уровней, а также разработка мер рациональной эксплуатации подземных вод с целью предотвращения их истощения, загрязнения и изменения химического состава (посты I, II, III и IV).

2. Установление изменения режима подземных вод ордовикского водоносного комплекса в связи с горными работами на территории Эстонского месторождения сланцев и разработка прогнозов водопритоков в горные выработки (пост II).

3. Изучение режима подземных вод основных водоносных комплексов и горизонтов с целью установления закономерностей формирования подземных вод, выявление степени влияния режимообразующих факторов на режим подземных вод, установление максимальных и минимальных положений уровней в областях питания циркуляции и разгрузки.

С 1948 по 1955 г. Институтом геологии АН ЭССР (Верте, 1956) проводились наблюдения над водоносными горизонтами палеозойских отложений, не охваченных работами вышеназванных станций, причем был выявлен ряд закономерностей в колебании уровней вод, их температурного режима, дебита, химического состава и т. д.

Изучение шахтных вод приобрело большое значение в связи с интенсивной разведкой и эксплуатацией полезных ископаемых, в основном горючих сланцев.

В 1944—1950 гг. трестом «Ленуглеразведка», позже Ленинградским геологическим управлением проводилась детальная разведка Эстонского месторождения горючих сланцев. В отчетах по отдельным шахтным полям описывались гидрогеологические условия зоны нарушения и тектонические трещины.

Наиболее крупная работа по изучению шахтных вод — монография М. А. Гатальского «Гидрогеология и карст Прибалтийского сланцевого бассейна и роль их при разработке горючих сланцев» (1948). Вследствие трещиноватости, охватывающей и водоупоры, весь комплекс пород, залегающий выше нижнекембрийских синих глин, образует, по мнению М. А. Гатальского, единый мощный водоносный комплекс пластово-трещинно-карстовых вод.

Условия притока подземных вод в горные выработки исследовались и при разведке месторождений фосфоритов, строительных материалов и других полезных ископаемых.

Региональные работы по гидрогеологии Эстонской ССР немногочисленны. Первые региональные обобщения гидрогеологических условий республики были даны в вышеназванной работе И. Карк, а также А. Луха (1945). В 1946—1950 гг. появляются специального назначения гидрогеологические региональные сводки. Значительная работа по региональной гидрогеологии выполнена в 1953 г. в Институте геологии АН ЭССР — монография А. И. Верте «Водоносные горизонты палеозойских отложений Эстонской ССР». Работы А. Верте 1954—1955 гг. по водоносности четвертичных отложений и гидрогеологическому строению островов Сааремаа и Муху уточняют приведенные в его монографии данные.

Гидрохимические исследования, проведенные на территории Эстонской ССР, связаны в основном с исследованиями перспектив нефтегазоносности. Работы проводились Всесоюзным нефтяным научно-исследовательским геологоразведочным институтом с 1946 по 1956 г. (Ф. А. Алексеев, Б. Н. Архангельский, Е. В. Ильина, В. А. Кротова, Г. Я. Мейер, А. В. Шуфертов, М. А. Гатальский). Полученные материалы выявляют бесперспективность Эстонской ССР в отношении нефтегазоносности. Не обнаружены также минеральные воды, имеющие промышленную и бальнеологическую ценность. Некоторые из вышеперечисленных авторов рассматривали гидрогеологические типы подземных вод и условия их формирования. Вопросы формирования подземных вод затронуты и в региональных работах.

Минеральные воды в республике изучены слабо. Ленинградское геологическое управление проводило в 1950 г. в связи с восстановлением курортов ревизионно-рекогносцировочное обследование минеральных вод северо-запада СССР. Найденные в некоторых точках Эстонии минеральные воды не имели лечебного значения, и вся территория республики была признана в отношении лечебных минеральных вод малоперспективной.

А. И. Верте (1956, 1961 г.) считает возможным получение из нижнекембрийского водоносного горизонта минеральных лечебных вод типа сестрорецких, а из наровского водоносного горизонта — вод типа Кемери. Пробуренная структурная гидрогеологическая скважина в г. Пярну вскрыла в докембрийских породах минеральную воду хлоридно-натриево-кальциевого типа, однако дальнейшее исследование ее не проводилось. Такого же типа минеральная вода обнаружена в г. Кингисеппе на о. Сааремаа и в Петсери.

До 1918 г. в Эстонии инженерно-геологические исследования в строительных целях проводились чрезвычайно редко. Это положение продолжалось до 1940 г. Бюро исследования внутренних вод

Эстонии при гидрогеологическом изучении рек освещало и геологическое строение речных долин. Полученные данные были использованы при выборе наиболее целесообразных мест для проектирования гидроэлектростанций. К 1930 г. эти работы прекратились.

В больших объемах инженерно-геологические работы стали проводиться с 1945 г., когда основной объем их выполнялся для обоснования шахтного строительства, трасс электропередач и т. д. С 1950 г. размах строительства постоянно увеличивается. Государственным проектным институтом «Эстонпроект» были проведены инженерно-геологические изыскания в большинстве крупных населенных пунктов для генеральных планов их застройки. «Эстгипросельстрой» проводил инженерно-геологические работы на значительных площадях республики в целях мелиорации.

Первые инженерно-геологические обобщающие работы появились в 1958—1960 гг. Наиболее значительным является очерк В. А. Олли по инженерной геологии республики, опубликованный в XXVIII томе «Геология СССР» (1960 г.). В очерке приведена характеристика основных типов грунтов, описаны наиболее развитые физико-геологические явления и дано инженерно-геологическое районирование республики.

Многочисленные изыскания проведены в последние годы институтом проектирования промышленных предприятий «Эстпромпроект», на основании которых А. Вило (1963 г.) составлен инженерно-геологический обзор Эстонской ССР с характеристикой геотехнических свойств грунтов.

В 1963 г. проведена работа по установлению и картированию количественных характеристик естественных ресурсов подземных вод Эстонской ССР. В результате были освещены вопросы годового, среднемесячного, минимального и средних годовых коэффициентов подземного стока рек Эстонии, а также общего и поверхностного стока.

В настоящее время продолжается среднемасштабное комплексное геолого-гидрогеологическое картирование территории республики, проводятся геологоразведочные работы по наиболее крупным городам республики (Кохтла-Ярве, Тарту, Пярну, Таллин и Кингисепп) с целью выявления источников водоснабжения за счет подземных вод, а также работы по выявлению источников минеральных лечебных вод. Изучение режима подземных вод продолжается в соответствии с утвержденной программой работ.

Глава II

ПРИРОДНЫЕ И ИСКУССТВЕННЫЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ

КЛИМАТ

Количество метеорологических станций и их размещение. По состоянию на 1 января 1962 г. насчитывается 33 гидрометеорологических станций, неравномерно распределенные по территории республики (см. рис. 5). В связи с задачами изучения гидрометеорологического режима моря и обслуживания авиации большинство станций (18) расположено на побережье Финского и Рижского заливов и на островах. Материковая часть территории обслуживается 15 станциями; некоторые из них ведут специализированные наблюдения.

Общая характеристика климата. На климат Эстонии большое влияние оказывает интенсивная циклоническая деятельность в северной Атлантике, а также близость Балтийского моря и его заливов, омывающих республику с севера и запада. С востока некоторое влияние на климат оказывает также и обширная водная поверхность Чудско-Псковского озера.

Серийное и быстрое перемещение циклонов с Атлантического океана на Европейскую территорию Союза ССР обусловливает неустойчивость погоды в Эстонии, особенно в осенне-зимний период. Преобладающие юго-западные ветры приносят на территорию республики влажные воздушные массы — относительно теплые зимой и прохладные летом, вызывая оттепели зимой и похолодания погоды летом, придавая климату мягкий, морской характер.

Более резкие изменения погоды имеют место при вторжениях арктических воздушных масс северных и северо-восточных направлений, которые отмечаются чаще всего в мае и в сентябре. Этим объясняется появление поздних весенних и ранних осенних заморозков. Вторжения тропического воздуха наблюдаются редко и только в летние месяцы.

Частое проникновение влажных морских воздушных масс обусловливает пасмурную погоду. За год в среднем по республике бывает 150—180 пасмурных и лишь 30—45 ясных дней. Продолжительность солнечного сияния составляет 1600—1870 часов в год, причем наиболее солнечные дни, более 50% от возможного, бывают с мая по август, а с ноября по январь продолжительность солнечного сияния составляет лишь 4—18% от возможного. Самым холодным месяцем в году является февраль, средняя температура которого колеблется от —3° на западных островах до —7° на материковой части республики. Кроме разницы в температуре воздуха на западе и на востоке, наблюдается изменение температуры и с севера на юг. Весною таяние льдов Финского залива и Чудского озера влияет на понижение температуры воздуха. На юге

Эстонии весна наступает на неделю раньше, чем на севере, зато осень приходит на острова на две недели позже, чем в центральной части республики. Наинизшие температуры воздуха за последние 70 лет наблюдались в январе 1940 г. от —30° до —43°. Средняя температура самого теплого месяца июля колеблется от 16,0° до 17,6°. Редко, в отдельные июльские дни, температура воздуха достигает 35°. Средняя годовая температура воздуха колеблется в пределах от 6° на островах до 4° на Пандивереской возвышенности (рис. 2).

Наибольшее количество осадков выпадает на юго-западных склонах возвышенностей — около 650—750 *мм* в год. На прибрежных низменностях, включая побережье Чудско-Псковского озера, и на островах годовое количество осадков равно 500—600 *мм* (рис. 3).

Летнее количество осадков значительно больше зимнего, причем летние дожди зачастую ливневые. Распределение осадков в течение года на примере станций Таллина и Тарту приведено ниже на рис. 4.

Снежный покров в среднем достигает высоты 20—30 *см* на низменной и 30—40 *см* на возвышенной части территории. В отдельные зимы высота снега превышает 50 *см*, в другие же зимы из-за частых оттепелей устойчивый снежный покров не образуется.

Глубина промерзания почвы приведена в табл. 1. Промерзание определено шурфованием на поле озимых (в г. Таллине вытяжными термометрами, а в г. Выру — мерзлотомером).

Многолетние среднегодовые значения относительной влажности воздуха по территории республики составляют от 72 до 80%; наименьшая влажность воздуха наблюдается в летние месяцы — 55—76%; наиболее сухим воздухом располагает юго-восточная часть Эстонии, где норма относительной влажности по данным ст. Выру наименьшая и составляет 72%.

Норма испарения с водной поверхности малых водоемов с апреля по ноябрь колеблется от 488 до 681 *мм*; минимальные значения испарения зафиксированы в южной и центральной Эстонии (от 485 до 501 *мм*). Испарение с поверхности речных бассейнов в виде изолиний нормы (за период 1891—1950 гг.) вычислено по формуле Э. М. Ольдекопа (см. рис. 2).

Характеристика погодных условий по сезонам. Смена отдельных сезонов года определяется средними многолетними датами появления некоторых характерных природных явлений и переходом средней суточной температуры воздуха через известные пределы, полученные по графику годового хода средней многолетней температуры.

В характеристике погодных условий Эстонии, кроме четырех основных сезонов, принято выделять еще позднюю осень, предзимье и раннюю весну (Агроклиматический справочник по ЭССР, 1960). Средние даты начала сезонов года и их продолжительность приведены в табл. 2.

Осень. Началу осени соответствует дата перехода средней суточной температуры воздуха через 13° в сторону понижения на материке и через 12° — на островах. Ранние заморозки в воздухе наблюдаются в возвышенной части территории в первой декаде сентября, а в низменной — во второй и на островах — в третьей декаде сентября. Количество осадков в сентябре несколько уменьшается (против августа), но число дождливых дней увеличивается. На общем фоне понижения температуры воздуха и увеличения пасмурных дней в отдельные годы осенью наблюдаются возвраты теплой, сухой и солнечной погоды. С переходом средней суточной температуры воздуха через 5° во второй и третьей декадах октября кончается вегетационный период растений, что условно считается началом поздней осени. В этот период резко возрастает

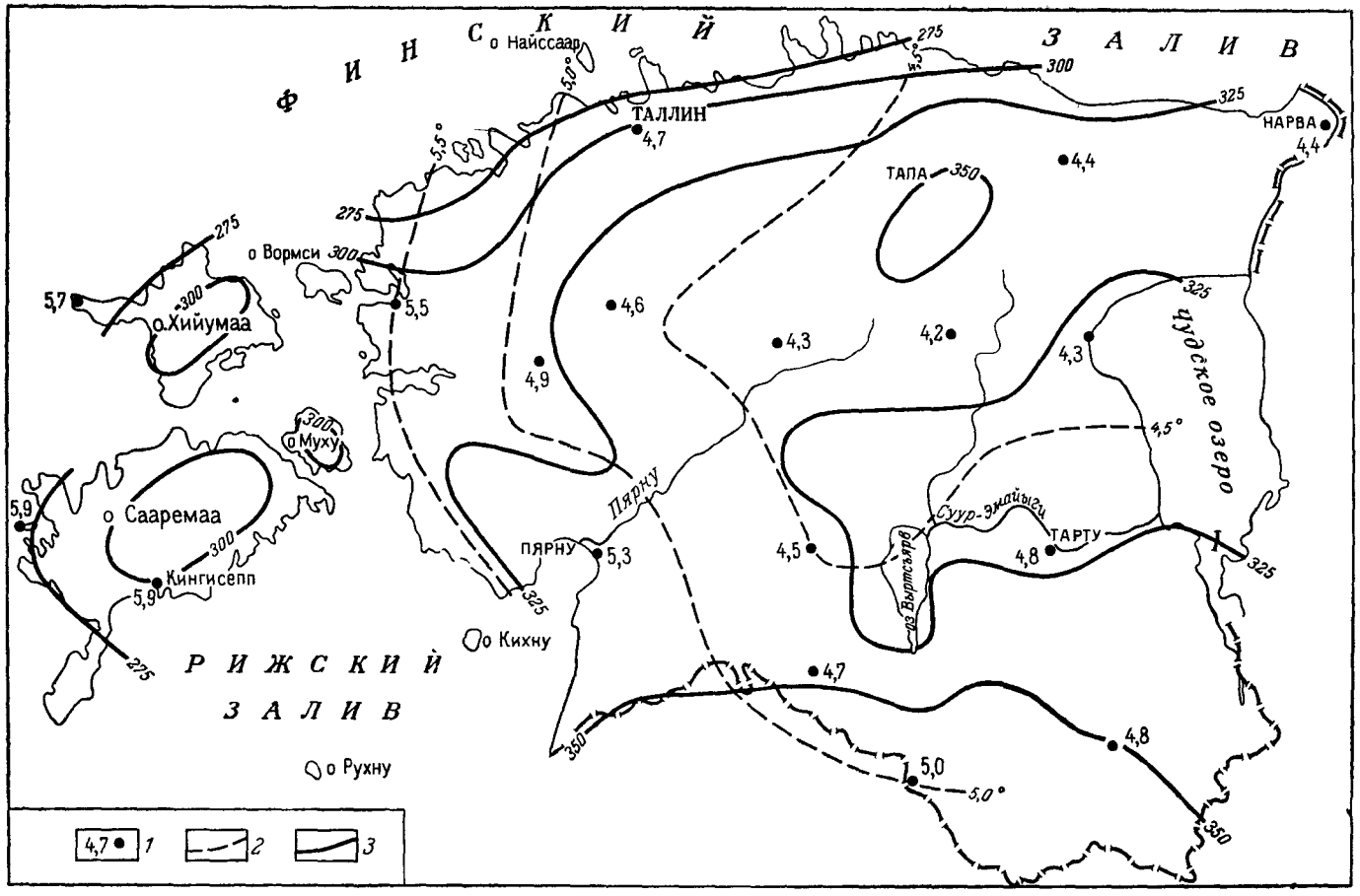


Рис 2 Годовые изотермы (норма) и испарение с поверхности речных бассейнов

1 — опорная станция, 2 — изотермы, 3 — испарение, мм

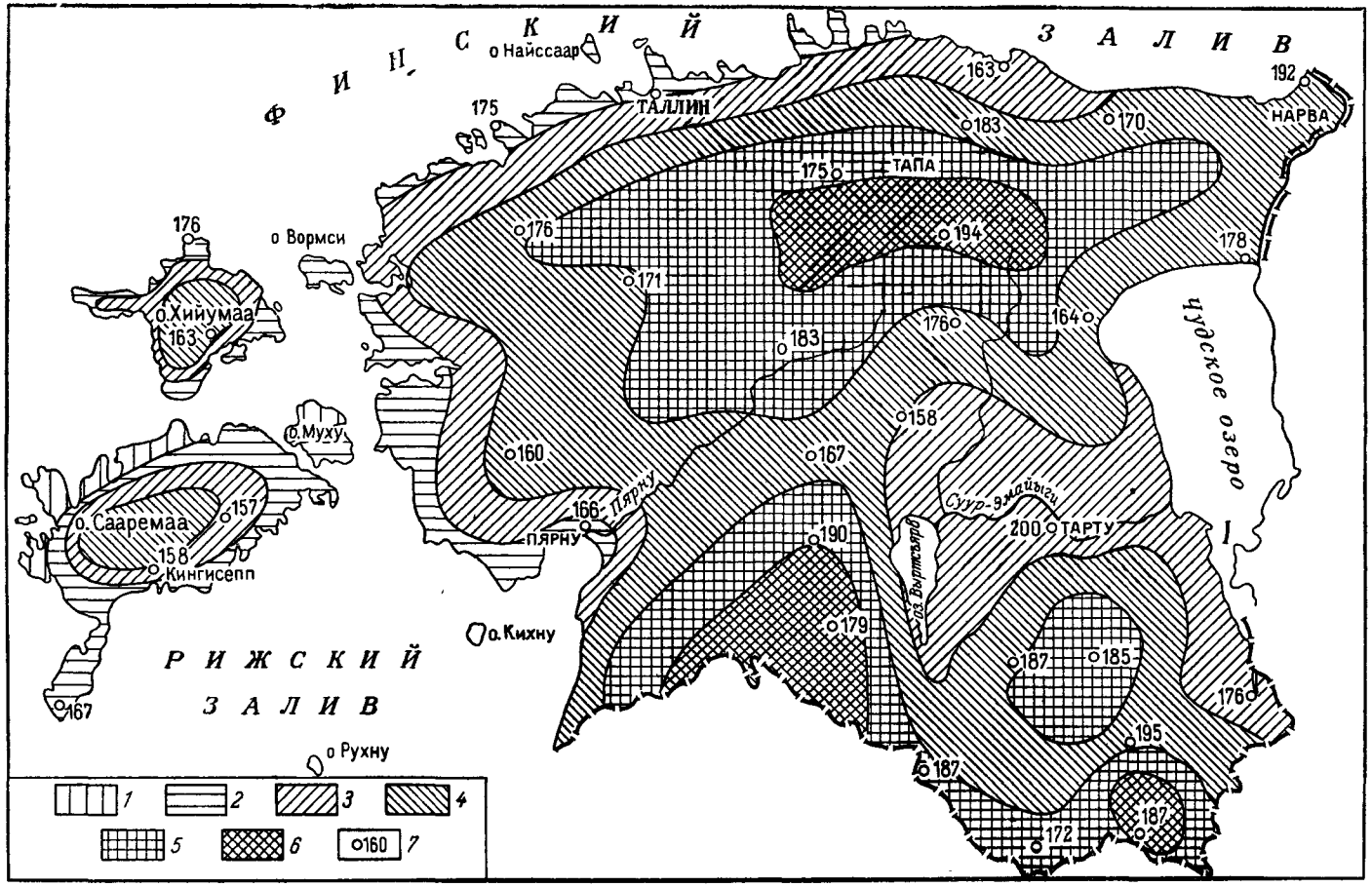


Рис 3 Схематическая карта годовых осадков

Сумма осадков за год: *1* — менее 500 *мм*; *2* — от 500 до 550 *мм*; *3* — от 550 до 600 *мм*; *4* — от 600 до 650 *мм*; *5* — от 650 до 700 *мм*; *6* — более 700 *мм*; *7* — число дней с осадками $\geqslant$ 0,1 *мм* в день

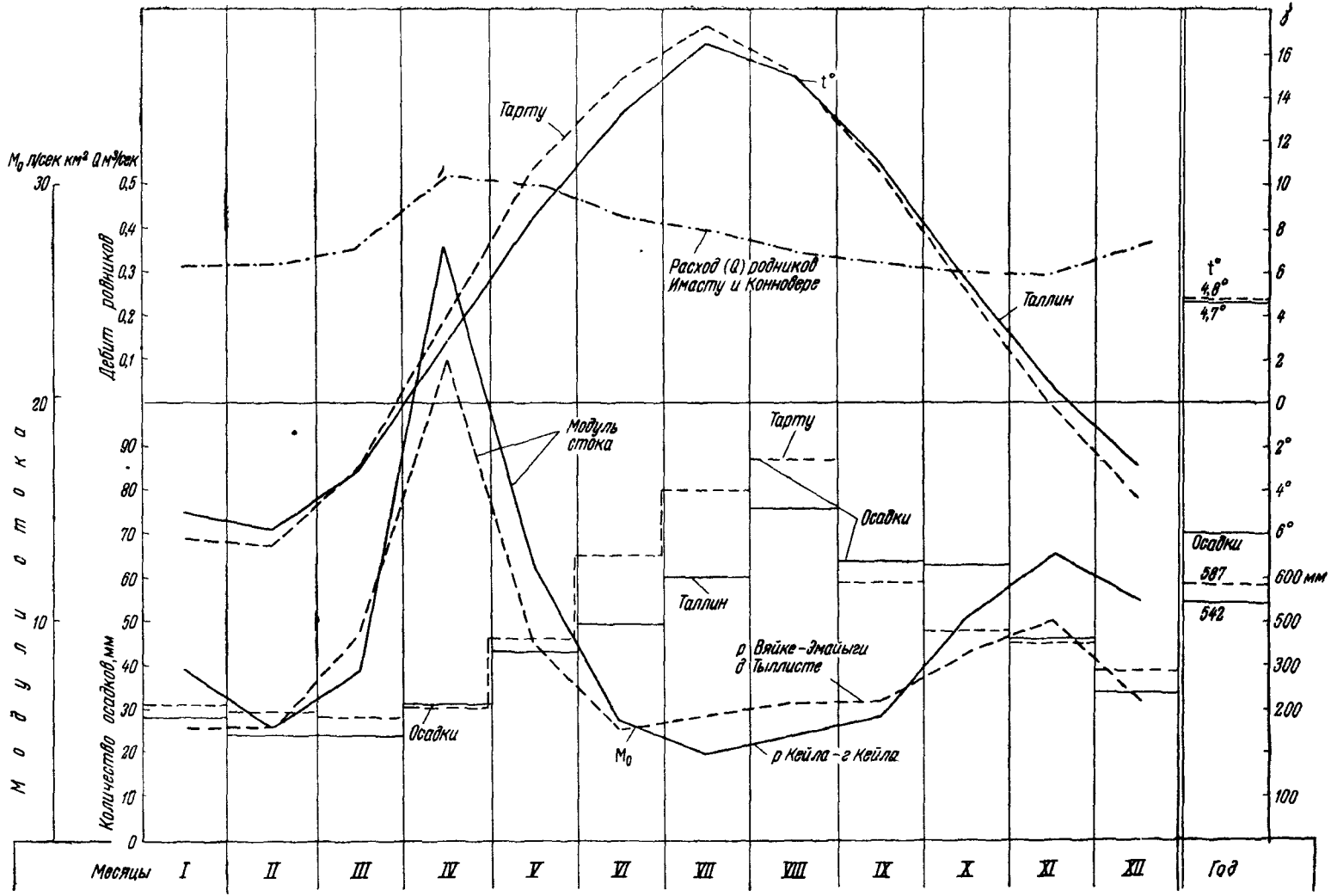


Рис. 4 Климатическая и гидрологическая характеристики по отдельным постам

число пасмурных дней со сплошной низкой облачностью, а также число дней с осадками и продолжительность осадков. В начале ноября появляются ночные заморозки в воздухе с температурой ниже —5° и образуется первый неустойчивый снеговой покров.

Таблица 1

Глубина промерзания почвы (за 1950—1959 гг.)

Номера станций*	Станция	Тип почвы (по механическому составу)	Максимальная глубина промерзания за зиму, *см*		
			средняя многолетняя	наибольшая	наименьшая
2	*Пярну*	Супесь	45	*88*	24
3	Куузику	„	34	91	15
4	Таллин	„	34	71	20
5	Тарту	Легкий суглинок . .	58	118	29
7	Выру	Суглинок	71	128	8
9	Тоома	Суглинк-супесь . .	31	79	4
10	Вильянди	Суглинок	44	130	16
11	Пуртсе	Супесь	73	127	46

* Номера станций даны по рис. 5.

Зима. Переход средней суточной температуры воздуха через 0° во второй и третьей декадах ноября определяет начало предзимья. В этот период неоднократно выпадает снег, который в результате последующего потепления тает. Бывают и теплые годы, когда предзимье не отличается от поздней осени, причем теплая и дождливая погода продолжается и в январе, и в феврале. В некоторые годы устойчивый снежный

Таблица 2

Начало и продолжительность сезонов года

Сезон	Северное побережье		Западно-Эстонский архипелаг		Юго-восточная часть территории	
	начало сезона	продолжительность сезона, дни	начало сезона	продолжительность сезона, дни	начало сезона	продолжительность сезона, дни
Осень	1.IX	47	15.IX	43	31.VIII	45
Поздняя осень	18.X	33	28.X	35	15.X	31
Предзимье	20.XI	24	2.XII	32	15.XI	21
Зима	14.XII	105	3.I	82	6.XII	110
Ранняя весна	29.III	29	26.III	30	26.III	25
Весна	27.IV	49	25.IV	48	20.IV	44
Лето	15 VI	78	12.VI	95	3.VI	89

покров устанавливается в последней декаде октября и предзимье бывает более суровым. Началом зимы считается замерзание рек и озер, а также промерзание почвы и установление снежного покрова. Указанные явления отмечаются при переходе средней суточной температуры воздуха через —3° в сторону понижения, что обычно наблюдается в декабре (см. табл. 2). Количество осадков в зимние месяцы сравнительно невелико, причем к весне оно уменьшается (в декабре 34—45 *мм*, в марте 20—30 *мм*).

Весна. С разрушением устойчивого снежного покрова и вскрытием рек начинается ранняя весна. Даты наступления указанных явлений

совпадают с датой перехода средней температуры воздуха через —1° в сторону повышения, что в среднем наблюдается в третьей декаде марта. В период ранней весны полностью сходит снежный покров, происходит очищение рек и озер ото льда и оттаивание почвы. Нормальный ход явлений ранней весной часто затормаживается возвратом холодов. Весна начинается с переходом средней суточной температуры воздуха через 5° в сторону ее повышения, что происходит обычно в третьей декаде апреля. Весной вероятность ясных дней наибольшая и число дней с осадками наименьшее.

Лето начинается полным прекращением заморозков и переходом средней суточной температуры через 13° в сторону повышения, что наблюдается в первой половине июня. В большинстве случаев лето прохладное и дождливое, в особенности август. В летние месяцы наблюдается в среднем 10 дней с осадками на побережье и 15 дней в материковой части, причем преобладают ливневые дожди. Облачность носит переменный характер. В отдельные годы летом длительное время на побережье держится сухая и солнечная погода, в то время как в возвышенных районах идут ливневые дожди. Изменение основных элементов климата — температуры воздуха и осадков отражено на рис. 4.

В итоге отличительными чертами климата Эстонии являются теплая затяжная осень, умеренно холодная зима, прохладная весна с частыми заморозками и с малым количеством осадков и умеренно теплое лето, в начале с сухой, а во второй половине с дождливой погодой.

ГИДРОЛОГИЯ

Основные бассейны стока и водоразделы. Реки и озера Эстонии распределяются по четырем основным бассейнам стока: 1) реки Нарвы; 2) Финского залива; 3) Рижского залива и 4) Балтийского моря. К последнему относятся реки и озера островов. Самым крупным является бассейн р. Нарвы, в котором особо рассматривается бассейн Чудско-Псковского озера.

Сведения об основных бассейнах стока* приведены в табл. 3, а водоразделы изображены на рис. 5.

Таблица 3

Гидрографические характеристики основных бассейнов стока

Бассейн стока	Общая площадь водосбора, *км*²	Длина речной сети, *км*		Густота речной сети, *км/км*²	
		основной	микросети	основной	микросети
Реки Нарвы	56 200				
в том числе:					
1. Чудско-Псковского озера в границах Эстонии	16 323	3 266	6 763	0,23	0,47
2. Р. Нарвы в границах Эстонии	877	245	485	0,29	0,58
Финского залива (без р. Нарвы)	9 980	2 235	5 455	0,22	0,55
Рижского залива	13 958	3 781	7 377	0,27	0,53
Балтийского моря (острова)	4 169	467	1 377	0,11	0,33
Всего по Эстонии	45 307	9 994	21 457	0,23	0,50

* Основная гидрографическая сеть — это реки и ручьи длиной более 10 *км*, а микросеть — ручьи и магистральные каналы длиной менее 10 *км*.

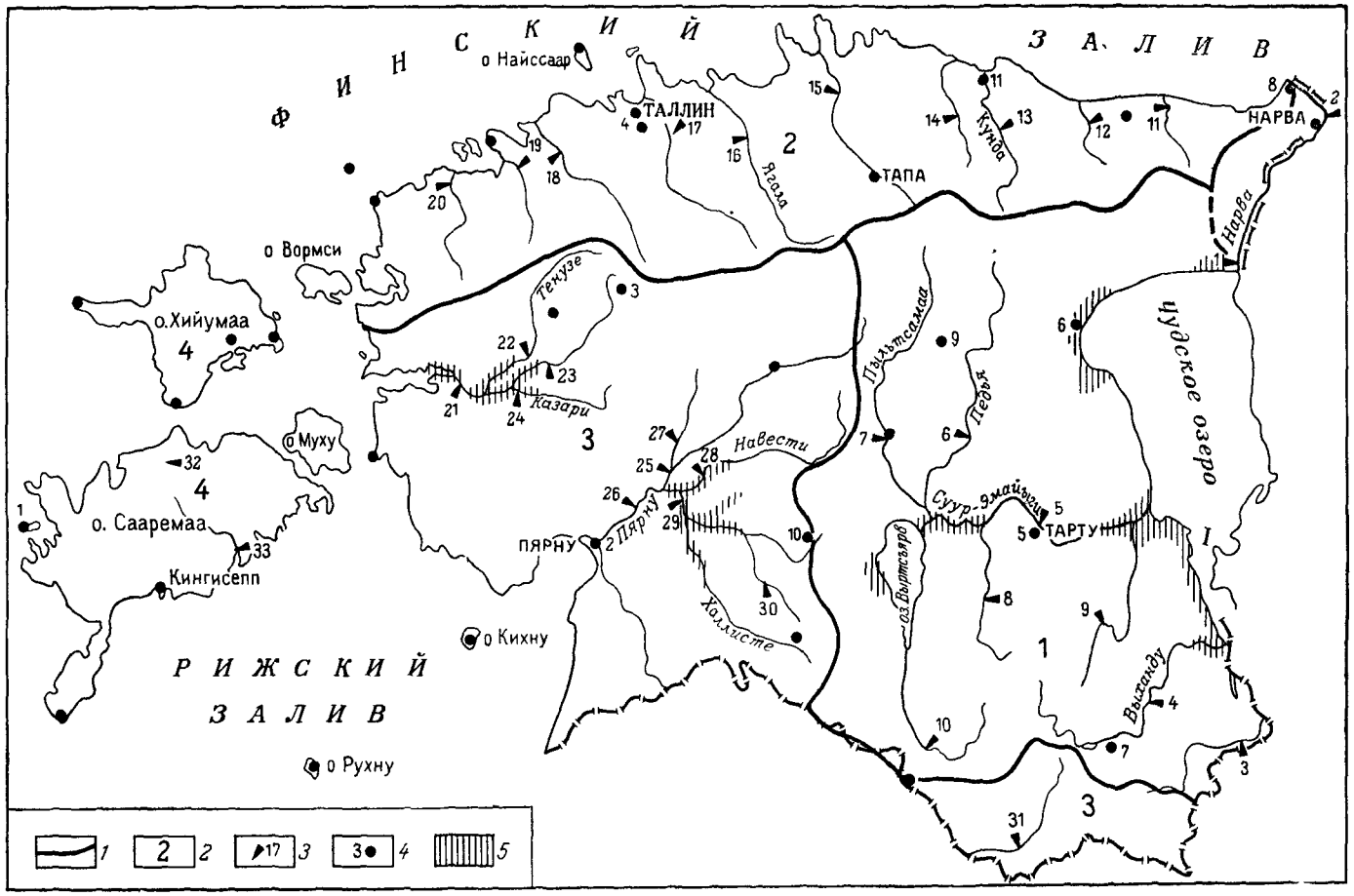


Рис. 5 Расположение гидрометеорологической сети

1 — основные водоразделы, *2* — основные бассейны стока с номерами (см. табл. 4); *3* — расходные посты с номерами (см табл. 4); 4 — метеорологическне станции с номерамн; *5* — районы затопления

Общим водоразделом для первых трех материковых бассейнов стока является обширное ордовикское плато с Пандивереской возвышенностью, расположенное в северной части республики, где около 1000 *км*² площади водосбора находится на высоте более 100 *м* над уровнем моря. Водоразделом между бассейнами Чудско-Псковского озера и Рижского залива является Сакалаская возвышенность с высотами отдельных участков более 100 *м* над уровнем моря. Водоразделом между бассейнами Финского и Рижского заливов в западной части Эстонии являются относительно низкие куполообразные моренные возвышенности и озы, расположенные на ордовикском плато. На юге и юго-востоке водоразделами между бассейнами Рижского залива и Чудско-Псковского озера служат отдельные моренные купола и холмы в районе Валга—Антсла, а также возвышенность Хаанья с горой Мунамяги высотой 317 *м* над уровнем моря. На Хааньяской возвышенности водораздел на некотором протяжении проходит по высотам более 200 *м* над уровнем моря (рис. 5).

Характеристика гидрографической сети основных рек и озер. Гидрографические и гидрологические сведения по основным рекам приведены в табл. 4. Ниже дано описание основных рек и крупных озер по бассейнам стока.

Бассейн Нарвы. Река Нарва имеет длину 78 *км* и падение 30 *м*. Средняя высота Нарвского водохранилища 25 *м*, а площадь зеркала около 200 *км*², из которых 40 *км*² расположены в пределах Эстонии.

Сток реки зарегулирован Чудско-Псковским озером, площадь зеркала которого при среднем уровне (30,04 *м* абс.) равна 3566 *км*². Уровень Чудско-Псковского озера колеблется от 28,97 до 31,75 *м* абс. При этом площадь зеркала изменяется в пределах 3488—4328 *км*². Озеро выходит из берегов при среднем уровне, а при наивысшем уровне затопляет 762 *км*² прилегающих к озеру земель, из которых 360 *км*² расположены в пределах Эстонии. Амплитуда колебаний уровня Чудско-Псковского озера 2,78 *м*, в связи с чем реки, впадающие в озеро, подвержены переменному подпору. Колебания зеркала озера существенно влияют на режим грунтовых вод вблизи озера и по долинам рек, впадающих в него (питание и водоотдача поймы, приток, аккумуляция и сток грунтовых вод).

Основная часть бассейна Чудско-Псковского озера имеет отметки более 50 *м* над уровнем моря, а Отепяская возвышенность, расположенная на юго-восток от оз. Выртсъярв, имеет среднюю высоту более 150 *м* и наибольшую высоту (холм Куустемяги) 217 *м* над уровнем моря.

Реки бассейна Чудско-Псковского озера по характеру режима можно подразделить на южные и северные. Реки, протекающие южнее р. Суур-Эмайыги и берущие начало с Хааньяской и Отепяской моренных возвышенностей, имеют хорошее грунтовое питание и однородный режим стока, поскольку их водосбор включает много малых озер. Коэффициент естественной зарегулированности сезонного стока этих рек $K_{рег}$ равен 0,41—0,44 *.

Как правило, сезоном наименьшего стока рек на юго-востоке республики является зима. Реки юго-восточной Эстонии текут по расчлененной местности, иногда в ясно выраженных и относительно глубоких (30—50 *м*) долинах. Площади бассейнов их заболочены и слабо залесены. В нижнем течении почти все реки на значительном расстоянии

---

* $K_{рег} = \frac{Q\ мин}{Q\ макс}$ (Q маловодного сезона деленный на Q многоводного сезона). За маловодный сезон принят или зимний (XII—II) илн летний (VI—VIII) минимумы, а за многоводный сезон принят весенний максимум (III—V).

(20—40 *км*) имеют подпор водами озер-водоприемников, а также заливаемые поймы.

Реки, расположенные севернее р. Суур-Эмайыги и берущие начало на южном и восточном склонах Пандивереской возвышенности, текут в основном по Силурийскому плато и имеют закарстованные бассейны, обусловливающие неравномерное распределение их атмосферного питания. Режим и относительные величины (модули) стока этих рек весьма различны и зависят от степени и вида закарстованности карбонатных пород. В центральной части Пандивереской возвышенности существует обширная площадь (1250 *км*^{2}) без внешней гидрографической сети. Талые и дождевые воды на этой территории исчезают в многочисленных карстовых воронках и понорах, распределяются по трещинам и карстовым пустотам в известняках и выходят у подножья возвышенности на дневную поверхность в виде мощных родников и подземных рек, образуя многоводные ручьи и реки, которые иногда вторично теряют свой сток в карстовых образованиях. На склонах Пандивереской возвышенности встречаются реки как с положительным, так и с отрицательным (когда река частично отдает воду в закарстованные известняки) карстовым питанием (см. табл. 4). Реки с положительным карстовым питанием имеют высокие модули среднего и минимального стока (см. р. Паала), а с отрицательным питанием — низкие (см. р. Педья). Их $K_{рег}$ соответственно равен 0,39 и 0,18.

Значительные размеры грунтового питания среди рек, впадающих в Чудское озеро, имеет река Авийыги.

Основной водоток, впадающий в Чудское озеро, р. Суур-Эмайыги имеет длину 101 *км*, общее падение 3,7 *м*. Площадь водосбора составляет 9960 *км*^{2}. Река имеет переменный подпор, который определяется подъемом уровня Чудского озера. Влияние подпора распространяется от устья до г. Тарту. При высоких уровнях озер Чудского и Выртсъярв река в своем верхнем и нижнем течениях заливает обширные поймы, причем в многоводные годы разлив продолжается 8—10 месяцев. Река судоходна, плотины отсутствуют. Сток р. Суур-Эмайыги зарегулирован озером Выртсъярв, коэффициент естественной зарегулированности стока 0,53. Площадь зеркала оз. Выртсъярв 270 *км*^{2} (пределы 327—244 *км*^{2}), средняя абс. высота составляет 33,7 *м* (пределы 35,26—32,41 *м*), а площадь водосбора 3400 *км*^{2}. В многоводные годы и во время паводка озеро разливается и подпирает уровень впадающих рек. Переменный подпор распространяется по р. Вяйке-Эмайыги до д. Тыллисте (36 *км* от устья), а по р. Ыхне до д. Воору (10 *км* от устья). Многолетняя амплитуда колебания уровня озера составляет 284 *см*. Годовые колебания равны 75—203 *см*, а в среднем 140 *см*. Основные районы затопления показаны на рис. 5; затопляемая территория равна 57 *км*^{2}. Река Вяйке-Эмайыги, берущая начало из оз. Пюхаярв на высоте 115 *м* выше уровня моря, имеет общее падение 82 *м* и площадь водосбора 1390 *км*^{2}. Продольный профиль реки типа равновесия. $K_{рег}$ равен 0,41. Режимные характеристики см. в табл. 4.

Бассейн Финского залива (без р. Нарвы). Малые реки бассейна Финского залива протекают в северном и северо-западном направлениях и имеют в основном продольные профили сбросового и ступенчатого типа. Реки образуют пороги, ступени и водопады (на реках Кунда, Валгейыги, Ягала, Тыдва и Кейла).

Реки в восточной части бассейна стекают с Пандивереской возвышенности. Питание их смешанное. Коэффициент естественной зарегулированности сезонного стока р. Пуртсе равен 0,24; р. Кунда 0,44; р. Сельгейыги 0,35; р. Валгейыги 0,40. Как правило, сезоном наименьшего стока для рек, впадающих в Финский залив, является лето.

Таблица 4

Гидрографические и гидрогеологические характеристики основных рек Эстонии

Река	Площадь водосбора реки, км²	Длина, км	Общее падение, м	Тип продольного профиля	Местоположение водомерного поста	Площадь водосбора поста, км²	Характеристика стока					Особенность питания	Норма осадков, мм	Амплитуда колебания годового уровня, см				Абсолютная высота уровня			Глубина эрозионного вреза
							среднего			модуль максимального стока	модуль минимального стока			средняя	наибольшая	наименьшая	наибольшая за период наблюдений	наивысшего	среднего	низшего	
							Q, м³/сек	M, л/сек на 1 км²	коэф. стока												
Бассейн р. Нарвы и Чудско-Псковского озера																					
Нарва	56 200	78	30	Сбросовый	д. Васькнарва	47 800	338	7,07	0,36	27,8	1,29	Озерность 8,6%	610	117	208	61	308	31,53	29,96	28,45	7
„	56 200	78	30	„	г. Нарва	55 900	402	7,19	0,37	33,8	1,48	—	610	211	457	110	530	4,78	0,38	−0,52	25
Пиуза	796	93	210	Равновесия	ж.-д. ст. Петсери	624	4,93	7,90	0,37	206	1,32	—	675	180	251	138	282	41,95	39,76	39,13	15
Выханду	1 410	148	131	Прямолинейный	д. Химмисте	853	7,00	8,21	0,38	92	1,64	Озерность 1,8%	675	123	227	66	241	51,85	49,87	49,44	20
Суур-Эмайыги	9 960	101	3,7	„	г. Тарту	7 830	57,3	7,32	0,36	47,7	1,93	Озерность 5,6%	650	202	312	115	386	33,34	30,67	29,48	15
Педья	2 740	128	69	„	д. Тырве	792	6,55	8,27	0,40	193	0,33	Отрицательное карстовое	650	202	279	141	284	45,37	43,12	42,53	5
Паала	1 280	118	57	„	д. Пыльтсамаа	1 000	10,3	10,3	0,50	136	1,92	Положительное карстовое	650	95	157	60	165	55,24	54,96	53,59	4
Эльва	463	61	124	Равновесия	г. Эльва	246	2,16	8,78	0,43	172	1,26	—	625	145	176	113	188	42,59	41,01	40,71	4
Ахья	1 090	85	87	„	д. Коорвере	286	2,40	8,39	0,39	237	3,23	Родниковое	675	204	317	73	323	56,40	53,56	53,17	15
Вяйке-Эмайыги	1 390	79	82	„	д. Тыллисте	1 070	8,64	8,07	0,39	200	1,26	—	650	318	444	167	484	38,61	34,85	33,77	15
Бассейн Финского залива																					
Пюхайыги	169	30	48	Сбросовый	д. Пюхайые	166	1,66	10,0	0,50	176	0,72	—	625	105	154	62	155	22,21	20,87	20,66	20
Пуртсе	816	46	74	„	д. Люганузе	792	6,57	8,30	0,40	196	0,42	—	650	175	295	108	299	34,85	32,35	31,86	5
Кунда	519	81	94	„	д. Сями	390	4,40	11,3	0,55	107	2,77	Положительное карстовое	650	69	97	36	120	52,12	51,19	50,92	10
Сельгейыги	434	38	81	„	д. Аркна	364	2,70	7,40	0,37	118	0,85	Карстовое	625	162	234	118	234	59,83	58,53	57,49	5
Валгейыги	454	88	106	„	д. Ванакюла	402	3,46	8,61	0,42	90	1,24	—	650	106	172	62	196	58,73	57,11	56,77	7
Ягала	1 580	105	80	„	ж.-д. ст. Кехра	904	7,90	8,74	0,42	109	1,12	—	675	90	155	60	159	43,27	42,02	41,68	5
Лейвайыги	88	20	12	Прямолинейный	д. Паюба	84	0,79	9,37	0,45	314	0,36	—	650	136	187	91	191	36,48	34,95	34,57	3
Кейла	706	100	72	Сбросовый	г. Кейла	665	6,43	9,67	0,47	195	0,44	—	650	152	229	106	231	25,78	24,38	23,81	5
Вазалемма	406	46	40	„	х. Урба	383	4,16	10,66	0,53	163	0,63	Карстовое	625	152	224	91	243	10,57	8,68	8,14	5
Вихтерпалу	474	45	31	Прямолинейный	д. Вихтерпалу	469	4,35	9,28	0,49	157	0,27	—	600	236	372	178	382	10,12	7,18	6,30	5
Бассейн Рижского залива																					
Казари	2 980	106	61	Прямолинейный	д. Теэнусе	649	6,44	9,92	0,40	204	0,59	—	650	169	251	110	271	12,09	9,94	9,38	8
„	2 980	106	61	„	д. Казари	2 660	24,7	9,29	0,47	246	0,61	—	625	203	240	137	256	4,84	2,79	2,38	10
Вигала	2 560	92	61	„	д. Коновере	559	5,87	10,5	0,53	262	0,79	Отрицательное карстовое	625	165	282	108	290	15,48	13,16	12,58	10
Велизе	903	73	60	„	д. Вянгла	882	6,60	7,49	0,38	134	0,04		625	212	261	127	274	9,27	7,07	6,53	4
Пярну	6 910	140	76	„	д. Тахкузе	2 120	19,7	9,29	0,44	172	0,66	—	675	255	396	136	419	20,96	17,36	16,77	10
„	6 910	140	76	„	д. Орекюла	5 180	48,5	9,36	0,44	166	0,45	Отрицательное карстовое	665	349	558	217	571	10,93	6,09	5,22	15
Вяндра	271	56	41	„	д. Кийза	243	2,40	9,88	0,48	276	0,01		650	176	334	102	339	27,16	24,24	23,77	5
Навести	2 990	102	54	„	д. Аэсоо	990	9,12	9,21	0,44	171	0,36	—	650	304	509	189	539	21,94	17,51	16,55	7
Халлисте	1 940	86	69	Равновесия	д. Рийза	1 920	17,4	9,06	0,42	131	0,40	—	675	333	511	207	545	21,93	17,53	16,48	6
Кыпу	390	66	77	„	д. Римму	265	2,38	8,98	0,40	240	0,53	Озерность 1,2%	700	138	182	65	206	42,59	41,10	40,53	10
Мустйыги	1 790	79	25	„	д. Коннувере	1 220	9,44	7,74	0,38	170	1,12	—	650	294	330	252	357	52,29	56,58	55,72	15
Бассейн Балтийского моря (острова)																					
Пунапеа	103	15	10	Прямолинейный	д. Метскюла	101	0,78	7,75	0,44	210	0,09	—	550	153	205	127	226	7,66	5,80	5,40	4
Лыве	196	27	18	„	д. Ууе-Лыве	158	1,28	8,10	0,46	175	0,76	Родниковое	600	134	192	97	205	4,85	3,12	2,80	3

Реки, протекающие западнее р. Ягала, имеют также закарстованные бассейны. Повышенное грунтовое питание имеют только реки Ягала и Вазалемма.

Наиболее крупными реками этого бассейна являются Ягала и Пуртсе. Водосборы их значительно залесены и заболочены. В нижнем течении на глинте р. Ягала имеется живописный водопад с падением 8,5 *м*. Коэффициент естественной зарегулированности стока западных рек этого бассейна 0,20—0,30.

Бассейн Рижского залива. Рельеф водосборной площади бассейна рек Рижского залива, а также геологическая и гидрогеологическая характеристика пород, слагающих его ложе, весьма разнообразны, что накладывает свой отпечаток на водный режим рек. Река Казари со всеми своими притоками (реки Вигала, Велизе, Энге) течет по низинной части Эстонии. Их истоки расположены на высоте 50—60 *м*. В бассейне р. Казари почти нет озер, мало родников и грунтовое питание некоторых рек незначительное. Сток в основном происходит за счет осадков. В половодье и в паводки наблюдаются резкие пики, а минимальные расходы некоторых рек снижаются почти до нуля (см. табл. 4, р. Велизе). Берега р. Казари низкие, в среднем течении (в районе впадения р. Вигала) и в дельте реки — затопляемые; площадь затопления в бассейне р. Казари достигает 110 *км*^{2}.

Сходный водный режим имеют и некоторые правобережные притоки р. Пярну — реки Вяндра и Сауга. Река Пярну в своем нижнем течении, как и ее приток р. Навести, протекает на границе отложений силура и девона. Река Пярну в верхнем и среднем течениях и ее правобережные притоки, протекая местами по известняку-плитняку, имеют слабо развитую долину. Однако левобережные притоки по девонскому песчанику, который в восточной периферии покрыт мощными четвертичными отложениями, имеют в верхнем течении ясно выраженные, весьма широкие, местами глубокие, древние долины, а в нижнем течении — низкие затопляемые берега. Истоки рек бассейна р. Пярну, расположенные выше линии трансгрессии моря, изобилуют родниками. В бассейне реки имеется с десяток озер, большие болота и лесные массивы. Поэтому сток р. Пярну и ее основных притоков более зарегулирован и сглажен, чем сток р. Казари (за исключением р. Вяндра и р. Сауга). $K_{рег}$ стока р. Пярну и р. Халлисте равен 0,30.

В нижнем течении рек Навести, Халлисте, Раудна, Кыпу и Лемматыги наблюдаются частые разливы. При наивысшем уровне воды, который наблюдался в 1931 г., площадь затопления была равна 210 *км*^{2}, причем водой затоплялись также и жилые дома. В верховье р. Пярну на склонах Пандивереской возвышенности наблюдается выход наиболее крупных в республике карстовых родников. Река Пярну берет начало из родника Роозна-Аллику с расходом порядка 140 *л/сек*. Крупные родники имеются также и в бассейне р. Навести у пос. Выхма, и в верховье р. Раудна.

Режим реки Мустйыги, протекающей по юго-восточной окраине республики, аналогичен режиму других рек Чудско-Псковского бассейна, протекающих там же. В бассейне этой реки много малых озер (около 85 с суммарной площадью 6,9 *км*^{2}), много родников с небольшим дебитом и мочажин. Поэтому сток хорошо зарегулирован.

Реки бассейна Рижского залива имеют в основном продольный профиль прямолинейного типа, за исключением профиля рек Халлисте, Кыпу и Мустйыги, которые приближаются к типу равновесия.

Бассейн Балтийского моря. Реки на островах Балтийского моря (Сааремаа, Муху, Хийумаа и др.) небольшие. Самая круп-

ная из них р. Насва (Кярла) на о. Сааремаа имеет длину 31 *км* с площадью водосбора 307 *км*^{2}.

Таблица 5

Распределение озер по их размерам

Площадь, *км*^{2}	Общее количество	Общая площадь, *км*^{2}	Процент от *общего числа*	Процент от *общей площади*
0,001—0,099	1244	32,34	81,6	1,5
0,1—0,999	236	67,21	15,3	3,2
1,0—4,999	38	75,27	2,5	3,6
5,0—9,999	5	28,90	0,3	1,4
10,0 и более	4	1908,40	0,3	90,3
Всего	1527	2112,12	100	100

Многие небольшие реки и ручьи на островах зарегулированы и служат в основном водоприемниками осушительных систем. На островах Сааремаа и Хийумаа, как повсюду в районах распространения силурийских и ордовикских карбонатных пород, распространены карстовые, часто восходящие родники (Кярдла). Река Лыве на о. Сааремаа имеет значительное родниковое питание и поэтому вовсе не замерзает.

Главнейшие озера. В пределах Эстонии насчитывается 1527 озер с площадью 0,001 *км*^{2} и более. Озер с площадью в 0,1 *км*^{2} и более имеется 283, из них в бассейне р. Нарва 127, Финского залива 53, Рижского залива 54 и на островах 49 (табл. 5).

Из общей площади Чудско-Псковского озера в границах Эстонии расположена водная площадь величиной в 1600 *км*^{2}, а из Нарвского водохранилища 40 *км*^{2}.

Озеро Юлемисте является естественным источником водоснабжения г. Таллина. В последние годы оно подпитывается водой из р. Пирита. Величина этого дополнительного питания составляет в среднем 1,1 *м*^{3}/*сек*, что 1,5 раза превышает количество воды, получаемое озером с собственного водосбора.

Большое значение для водоснабжения сланцепромышленного района имеют озера группы Контсу-Кирьяку на периферии водосбора р. Нарвы, которые в настоящее время обвалованы, подперты, соединены

Таблица 6

Некоторые гидрологические данные по основным озерам

Озеро	Площадь водосбора, *км*^{2}	Площадь зеркала, *км*^{2}	Глубина, *м*		Высота средняя уровня, *м*. абс.	Объем в 1×10 *м*^{3}	Расположено в водосборе реки
			средняя	наибольшая			
Чудско-Псковское . . .	47 800	3566	7,1	15,5	30,04	25 210	Нарва
Выртсъярв	3 400	270	2,8	6,0	33,70	757	Суур-Эмайыги
Нарвское водохранилище	56 000	200	1,8	14,0	25,00	365	Нарва
Суур-Лахт	303	14,42	0,8	2,0	0,26	11,5	Насва
Юлемисте	87	9,30	2,52	4,25	36	23,46	Бессточное междуречье
Саадъярв	32	6,97	7,97	25 0	53	55,81	Муда
Вагула	455	6,60	5,31	11,5	71	35,52	Выхаиду
Вейсъярв	25	6,00	1,34	4,0	98	8,02	Ыхне
Эрмисту	27	5,03	1,28	2,4	17	6,44	Тыстамаа

между собой и превращены в водохранилище с сезонным регулированием.

Площадь внутренних водоемов равна 4,7% от общей площади республики. Некоторые гидрологические данные по основным озерам республики приведены в табл. 6.

Болота и степень заболоченности. Общая площадь болот и заболоченных земель в Эстонии составляет около 6500 *км*², или 14% от всей площади республики. По данным А. Раудсеппа (1946 г.), в ЭССР насчитывается 935 торфяных болот промышленного значения (с толщиной торфяного слоя не менее 1 *м*) общей площадью 3261 *км*², или 7% от площади всей республики. По данным А. Раудсеппа, распределение болот (по величине) приведено в табл. 7.

Таблица 7

Распределение болот по их размерам

Площадь, *км*²	Общее количество	Общая площадь, *км*²	Процент от общей площади	Процент от общего числа
Менее 1	484	176,72	5,5	51,7
1,1 до 5,0	312	674,48	20,7	33,4
5,1 до 10	69	493,94	15,1	7,4
более 10	70	1915,60	58,7	7,5
Всего	935	3260,74	100	100

Более всего болот расположено в бассейне р. Пярну и в Алатагузе, на перешейке между Чудским озером и Финским заливом. Сравнительно мало болот на островах Сааремаа и Хийумаа, а также на юго-востоке Эстонии. Избыточно увлажненная и заболоченная площадь Эстонии составляет около 30% всей территории республики.

Размещение гидрологических постов. По состоянию на 1 января 1962 г. в Эстонии действовало 76 гидрологических постов, из которых 35 расположены на реках и озерах бассейна р. Нарвы, 20 — на реках бассейна Финского залива, 19 — на реках бассейна Рижского залива и 2 — на острове Сааремаа. Из общего количества гидрологических постов 10 являются уровенными. Они предназначены в основном для изучения режима Чудско-Псковского озера и Нарвского водохранилища; 66 постов изучают сток воды рек, ручьев, магистральных канав и некоторых карстовых источников. Кроме того, на многих источниках ведутся (и велись) систематические (ежемесячные) измерения расхода воды.

Густота гидрологической сети постов сравнительно большая: на каждые 594 *км*² площади республики приходится 1 гидрологический пост. Речная гидрологическая сеть постов распределена между пятью гидрологическими станциями, которые расположены в городах Нарва, Тарту, Таллин, Вильянди и в д. Коновере (в бассейне р. Казари).

Гидрологические характеристики основных рек. Характеристики стока (см. табл. 4) приведены к однородному периоду наблюдений 1922—1960 гг. Амплитуда колебаний уровня рек дана по имеющимся рядам наблюдений и в большинстве случаев включает 1931 год, характеризующийся исключительно высоким половодьем. Норма осадков определена по карте нормы осадков (см. рис. 3) по способу изогипс (приближенно). Коэффициент стока изменяется в пределах от 0,36 (на больших, зарегулированных озерами, реках) до 0,55 (р. Кунда с положительным карстовым питанием).

Среднегодовой модуль стока в пределах территории колеблется от 7,07 *л/сек · км²* (р. Нарва) до 11,3 *л/сек · км²* (р. Кунда), в том числе для наиболее зарегулированных рек: Нарва, Суур-Эмайыги и Пярну эта величина изменяется соответственно от 7,07 до 9,36 *л/сек · км²*. В некоторых случаях, например для верховья р. Пярну, в створе поста Кюкита (площадь водосбора 62 *км²*) норма стока составляет 14,2 *л/сек · км²*, что объясняется обильностью карстового питания. Модуль максимального стока (в основном по данным 1924, 1931, 1951, 1956 и 1960 гг., порядка 1—5% обеспеченности) колеблется в пределах от 28 *л/сек · км²* (р. Нарва) до 314 *л/сек · км²* (малый канализированный водосбор р. Лейвайыги). На некоторых очень малых водосборах (от 3 до 5 *км²*) за последние 15 лет отмечались максимальные расходы с модулем стока, составляющим 600—800 *л/сек · км³*.

Минимальный среднемесячный сток, который характеризует величину грунтового питания рек, колеблется на реках, протекающих на юго-востоке республики, в пределах от 1,12 до 1,64 *л/сек · км²* и только для р. Ахъя достигает 3,23 *л/сек · км²*. Реки, стекающие с Пандивереской возвышенности, в зависимости от величины карстового питания имеют модули минимального среднемесячного стока от 0,38 (р. Педья) до 5,48 *л/сек · км²* (в верховье р. Пярну на посту Кюкита).

К западу, по мере понижения поверхности территории и уменьшения глубины вреза речных долин, величина минимального стока уменьшается и у рек бассейна Финского залива она колеблется от 0,28 до 0,63 *л/сек · км²*. На реках, впадающих в Рижский залив и протекающих в основном по низменной части Эстонии, частично по водонепроницаемым грунтам, без существенного вреза в дочетвертичные породы, минимальный среднемесячный сток колеблется от 0,36 до 0,79 *л/сек · км²*, а при наличии карстовых потерь, как это имеет место на реках Велизе и Вяндра, — от 0,01 до 0,04 *л/сек · км²*. Иногда наблюдается полное прекращение стока, например на р. Энге (площадь водосбора 132 *км²*), которая промерзала в январе и феврале 1960 г. На р. Кохтла, протекающей над шахтами, отмечались случаи пересыхания и промерзания (при площади водосбора 24 *км²*), которые происходили в результате инфильтрации воды в шахты.

Ручьи и каналы с площадью водосбора менее 10 *км²* промерзают и высыхают весьма часто. Иногда это явление наблюдается также и на более крупных заболоченных бассейнах (до 30 *км²*). В то же время другие малые водотоки, текущие на юге и юго-востоке по моренной или залесенной местности, имеют минимальный сток не менее 1 *л/сек · км²*, а некоторые ручьи северной Эстонии, берущие начало из карстовых родников, могут иметь модули минимального среднемесячного стока до 10 *л/сек · км²*.

Амплитуда годовых колебаний уровня воды рек, в зависимости от режима их питания, зимних условий, формы русла и долины, изменяется в среднем в пределах от 0,69 (р. Кунда — д. Сями) до 3,5 *м* (р. Пярну — д. Орекюла). Наибольшая годовая амплитуда колебания уровня наблюдалась на р. Пярну — д. Орекюла в 1961 г., где она равнялась 558 *см*, а на р. Кунда — д. Сями в 1931 г. была 97 *см*. Максимальная амплитуда колебания уровня воды рек за период наблюдений (с 1922 по 1960 г.) в одном только случае превысила 5,5 *м* (на р. Пярну). Это объясняется слиянием трех рек на участке, расположенном выше поста, а также малой шириной долины в створе поста Орекюла. На р. Нарва при сильном шугообразовании (что имело место до строительства Нарвской ГЭС) наибольшая амплитуда колебания уровня в г. Нарве за период наблюдений была 530 *см*.

Основные источники питания. Реки Эстонии, как и все реки Северо-Запада СССР, имеют смешанное питание, в котором преобладает снеговое (40—50%). Для приближенной оценки того или другого вида питания рассмотрим посезонное распределение стока. За сезоны в климатических условиях ЭССР принимаются: зима — декабрь по февраль; весна — март по май; лето — июнь по август и осень — сентябрь по ноябрь. Данные внутригодового распределения нормы стока в процентах от годового приведены в табл. 8.

Сток зимнего сезона (когда реки питаются грунтовыми и снеговыми водами) составляет для малых рек в среднем 19%. Величина зимнего стока увеличивается с востока на запад. В более континентальных условиях на востоке она составляет 14—17% от годового стока, в то время как на северо-западе и западе этот процент возрастает до 22—24% (реки Вихтерпалу, Вазалемма), что объясняется более мягкой зимой и частыми оттепелями в этом районе.

Весенний сток, который можно рассматривать как снеговой, составляет на больших зарегулированных озерами реках (Нарва, Суур-Эмайыги) от 30 до 37% от годового стока. Часть снегового стока этих рек стекает только летом. На малых реках, где весь снеговой сток стекает весной, доля весеннего стока составляет 39—50%, а в среднем по всей территории 43% от годового объема стока. Доля летнего стока рек Эстонии в годовом стоке — наименьшая и равна в среднем 14%, составляя на незарегулированных реках до 8—10% от годового стока. Несмотря на то что лето обычно в Эстонии дождливое и в августе выпадает максимальное количество осадков, много летней влаги расходуется на испарение и транспирацию. Поэтому дождевое питание рек летом незначительно. Завышенный летний сток на реках Нарва и Суур-Эмайыги объясняется продолжением снегового стока из озер. Осеннее питание рек смешанное. В ноябре дожди чередуются со снегопадами и оттепелями, грунты насыщены влагой и поэтому приток подземных вод в реки большой. Величина осеннего стока в среднем составляет 24% от годового.

Химический состав поверхностных вод. Многолетняя средняя минерализация поверхностных вод рек Эстонии в период летней межени колеблется от 315 до 420 *мг/л*, в период зимней межени от 310 до 440 *мг/л* и во время весеннего половодья от 100 до 160 *мг/л*. Большие, зарегулированные озерами реки имеют меньшую минерализацию. Минерализация воды р. Нарвы совпадает с минерализацией воды Чудского озера, колеблясь в течение года от 160 до 200 *мг/л*. Вода зарегулированной озером Выртсъярв реки Суур-Эмайыги имеет летнюю среднюю минерализацию 264 *мг/л*, а реки Выханду, зарегулированной озерами Вагула и Тамула, 283 *мг/л*. Наибольшая минерализация поверхностных вод наблюдается в бассейнах рек Кейла и Вазалемма, приуроченных к областям распространения карста, а также в реках, стекающих с Пандивереской возвышенности.

Реки северной Эстонии, протекающие по ордовикско-силурийскому плато, отличаются от рек южной Эстонии, пересекающих девонское поле, большей (в среднем на 50 *мг/л*) минерализацией.

По химическому составу воды рек Эстонии относятся к гидрокарбонатному классу. Преобладающим катионом является кальций. Средний многолетний ионный состав воды всех рек Эстонии, по данным Управления гидрометеослужбы ЭССР, в летний период (в экв. %) следующий: гидрокарбонат-иона 89,2; сульфат-иона 7,4; хлор-иона 3,2; кальция 71,4, магния 24,0, натрия и калия 4,6. Аналогичный состав воды наблюдается также и зимой. В период весеннего половодья анионный состав воды следующий: гидрокарбонат-иона 83,0; сульфат-иона

Таблица 8

Сезонное распределение стока

Номер поста на карте	Река и пост	Площадь водосбора, км²	Норма годового стока, м³/сек	Сезонный сток от годового, %			
				зима	весна	лето	осень
1	Нарва — д. Васькнарва	47 800	338	19	30	28	23
3	Пнуза — ж.-д. ст. Петсери	624	4,93	19	44	17	20
4	Выханду — д. Химмисте	853	7,00	17	40	17	26
5	Суур-Эмайыги — г. Тарту	7 830	57,3	20	37	21	22
6	Педья — д. Тырве	792	6,55	18	50	10	22
7	Паала — г. Пыльтсамаа	1 000	10,3	20	40	17	23
10	Вяйке-Эмайыги — д. Тыллисте	1 070	8,64	17	41	17	25
12	Пуртсе — д. Люганузе	792	6,57	14	48	12	26
13	Кунда — д. Сями	390	4,40	20	39	18	23
14	Сельгейыги — д. Аркна	364	2,70	19	42	17	22
17	Лейвайыги — д. Паюба	84,3	0,79	20	42	11	27
18	Кейла — г. Кейла	665	6,43	21	42	12	25
19	Вазалемма — х. Урба	383	4,16	24	40	11	25
20	Вихтерпалу — д. Вихтерпалу	469	4,35	22	42	8	28
26	Пярну — д. Орекюла	5 180	48,5	19	41	13	23
31	Мустйыги — д. Коннувере	1 220	9,45	17	42	17	24
	Среднее*			19	43	14	24

* Средние данные по малым незарегулированным рекам (без рек Нарвы и Суур-Эмайыги)

13,0; хлор-иона 3,0; кальция 76,2; магния 21,8; натрия и калия 2,0. По сравнению с меженным периодом изменение ионного состава весной незначительно.

В результате выпадения большого годового количества осадков вся толща почво-грунтов до нижней границы эрозионного вреза оказывается хорошо промытой от легкорастворимых солей (хлоридов и сульфатов).

Вода рек в течение всего года имеет умеренную жесткость, кроме периода весеннего половодья, когда она делается мягкой или очень мягкой. Общая жесткость воды р. Паала у г. Пыльтсамаа зимой равна 5,35 *мг/экв* (или 15 немецких градусов), р. Кунда — д. Сями 4,45—4,69 *мг/экв* (12—13°), а для других рек, не имеющих карстового питания — около 3,21—3,57 *мг/экв*.

Реакция воды близка к нейтральной, pH колеблется в пределах 7,4—7,9; летом при фотосинтезе pH повышается до 8,1—8,4. В заболоченном бассейне р. Мустйыги (при болотной станции Тоома) pH равно 6,8—7,4. Содержание кислорода в период открытого русла колеблется в пределах 80—110% насыщенности, при ледоставе 70—90% насыщенности. Содержание CO_2 при свободном русле 3—8 *мг/л*, при ледоставе 16—30 *мг/л*. Окисляемость колеблется в больших пределах: весной и осенью она часто превышает 20 *мг/л*, зимой 1—7 *мг/л*. Содержание нитратов летом 0—1 *мг/л*, зимой 5—6 *мг/л*.

ПОЧВЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

По условиям почвообразования территория Эстонской ССР входит в состав южно-таежной нечерноземной полосы с преобладанием дерново-подзолистых и дерново-карбонатных почв.

Почвообразующими породами здесь являются четвертичные отложения (ледниковые, водно-ледниковые, озерно-ледниковые) плейсто-

цена и послеледниковые (озерные, морские и др.) образования голоцена, подстилаемые ордовикско-силурийскими известняками на севере, и среднедевонскими песчаниками и глинами — на юге Эстонии. Особое значение как почвообразующая порода имеет морена, так как на ней образовалось около 50% почв.

В зоне трансгрессий послеледниковых озер и морей и приледниковых озер, в так называемой низменной Эстонии (с абсолютными высотами 0—80 *м*), в понижениях рельефа морена местами перекрывается безвалунными озерно-ледниковыми и морскими песками, супесями и ленточными глинами, которые являются почвообразующими породами примерно для 20% почв Эстонии. Особенностью озерно-ледниковых и морских отложений территории является их водонасыщенность, вследствие чего в почвах на них развиваются процессы оглеения и заболачивания.

В естественном растительном покрове Эстонии основными ландшафтно-растительными типами являются смешанные и хвойные леса, луга, лесо-луга и болота. Леса занимают около 32% территории республики, среди них преобладают хвойные. Небольшие рощи широколиственных пород (дуб, ясень, клен, липа и др.) составляют лишь 0,2% лесной площади. Около 40% лесов Эстонии находятся в условиях избыточного увлажнения и подвергаются заболачиванию.

Луга и лесо-луга занимают около 30% территории республики. Значительная часть естественных лугов имеет низкую урожайность из-за большой заболоченности и вследствие зарастания кустарником. Ввиду высокого уровня грунтовых вод преобладают осоковые луга.

Ксеро- и кальцифильная растительность покрывает альвары, расположенные в краевой части известнякового плато.

Для северной и северо-западной частей Эстонии характерны суходольные разнотравные лесо-луга с березой, дубом, черемухой, а также кустарники с лещиной и серой ольхой. В южной же части Эстонии суходольных лесо-лугов мало. Из древесных пород здесь встречаются ель, береза, а в кустарниковом ярусе — серая ольха и береза.

Большинство рек Эстонии, как известно, имеют слабо выраженные поймы. В поймах больших рек (Казари, Эмайыги и др.) преобладают пойменно-болотные луга. Пойменные, в том числе приморские заливные луга в составе всех лугов и пастбищ Эстонии составляют около 12%.

Около 45% всей поверхности Эстонии составляют территории с избыточным увлажнением. При большом количестве осадков и влажности воздуха величина возврата влаги в атмосферу ежегодно ниже величины инфильтрации. Поэтому для почв характерен промывной тип водного режима и нисходящий ток воды.

Равнинный характер рельефа и гидрологический режим при наличии водоупора (водопроницаемая морена и ленточные глины) способствуют застаиванию поверхностных вод и заболачиванию территории. В результате деятельности человека большинство низинных лесных болот превращено в травянистые болота, заросшие в различной степени кустарниками. Лишь незначительная часть болот используется под культурные сенокосы и пастбища. Верховые болота покрыты сфагновыми мхами, багульником, вереском. Древесная растительность или отсутствует, или представлена отдельными карликовыми соснами и березой.

Территория Эстонской ССР по преобладающим почвам, с учетом геоморфологического строения, почвообразующих пород и растительности, подразделяется на восемь почвенных районов, показанных на рис. 6.

Район дерново-карбонатных типичных (рихковых) и заболоченных почв включает северную и северо-западную части Эстонии, а также острова. Пологие возвышенные моренные равнины чередуются здесь с заболоченными низинами.

Преобладающими почвами являются дерново-карбонатные типичные, так называемые рихковые почвы. Они развиты на серой, сильно щебенчатой и завалуненной карбонатной морене-рихке *.

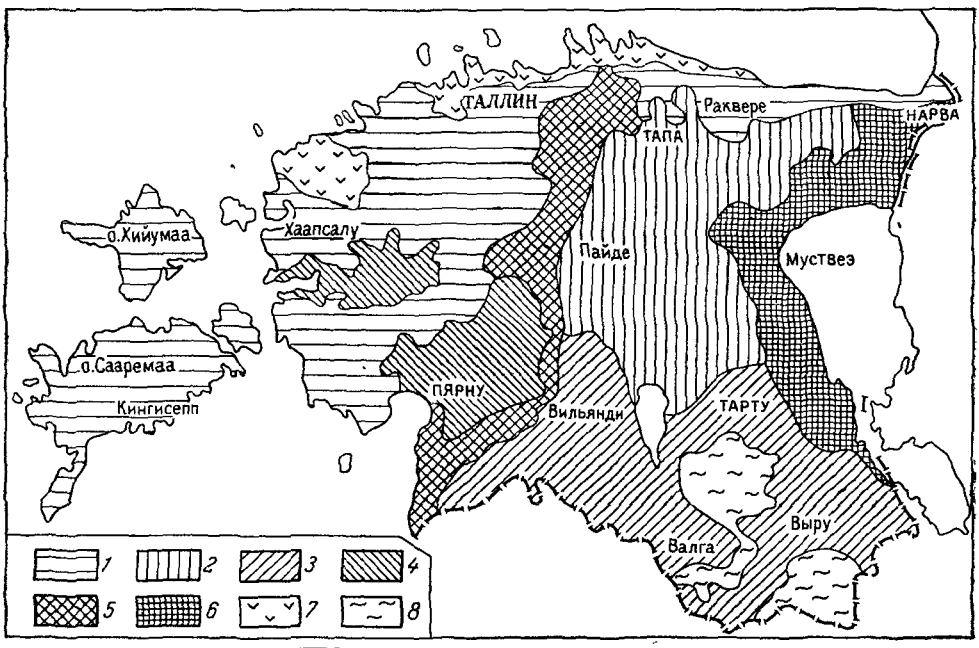


Рис. 6. Схематическая карта распространения почв

Почвенные районы. *1* — дерново-карбонатные типичные (рихковые) и заболоченные почвы; *2* — дерново-карбонатные выщелоченные и оподзоленные почвы; *3* — дерново-подзолистые почвы; *4* — дерново-глеевые и пойменные (наносные) почвы; *5* — подзолистые, подзолисто-болотные и болотные почвы (Средне-Эстонское понижение); *6* — подзолистые, подзолисто-болотные и болотные почвы (бассейн Чудского озера); *7* — каменистые подзолистые почвы; *8* — дерново-подзолистые эродированные почвы

Рихковые почвы характеризуются высокой карбонатностью (вскипание с глубины от 0 до 30 *см*), каменистостью и наличием ксеро- и кальцифильных видов в растительном покрове. Мощность гумусового горизонта колеблется от 10 до 25 *см*, содержание гумуса от 2,5 до 6,5%. Уровень почвенно-грунтовых вод в зависимости от рельефа находится на 2—5 *м* и более. Высокое содержание в механическом составе рихковой морены крупных фракций и камня (частиц диаметром 3 *мм* в среднем 20—50%), а также залегание маломощных разностей почв непосредственно на трещиноватых известняках усиливает дренаж и не способствует равномерному распределению почвенных вод. Атмосферные осадки ввиду высокой пористости почвы легко просачиваются в глубокие слои подпочвы, и запасы доступной для растений влаги в более щебнистых вариантах рихковых почв весьма ограничены. Более засухоустойчивыми являются рихковые, среднемощные суглинистые почвы, которые составляют около 30% от всей площади пашни района.

* Наиболее сильно завалуненными частями Эстонии являются о. Сааремаа и побережье Финского залива (Kildema, 1957).

Среди доминирующих в районе рихковых почв дерново-карбонатные выщелоченные составляют около 10%, а перегнойно-карбонатные — около 3% от всей площади района. Перегнойно-карбонатные почвы встречаются на плотных известняках (на альварах), где мощность четвертичных отложений на плите достигает всего лишь 10—30 *см*. По механическому составу эти почвы представлены мелкопесчанистыми суглинками, реже пылеватыми суглинками. В водном режиме влияние грунтовых вод вследствие большой глубины их залегания в дочетвертичных породах вовсе отсутствует. Несмотря на высокую концентрацию в перегнойно-карбонатных почвах гумуса (от 5—15%) и питательных веществ, они обычно маломощны и засушливы. Дерново-глеевые почвы составляют около 30% от всех почв района. Они развиваются в условиях избыточного увлажнения на различных моренных и безвалунных озерно-ледниковых и морских отложениях. В почвах на безвалунных мелкопесчанистых и глинистых отложениях капиллярная кайма находится всегда в почвенном профиле. Уровень почвенно-грунтовых вод в почвенном профиле или у поверхности появляется периодически. В дерново-глеевых почвах, развитых на рихковой морене, уровень грунтовых вод периодически снижается до 2—3 *м* от поверхности, и влага в почвенной толще может кратковременно присутствовать в форме капиллярно-подвешенной воды. Большинство дерново-глеевых почв находится под луго-пастбищными угодиями типа заболоченных лесолугов.

Район дерново-карбонатных выщелоченных и оподзоленных почв включает центральную часть Эстонии. Абсолютные отметки местности составляют 60—120 *м*. Район включает Пандиверескую возвышенность, в южной части которой встречаются грядово-друмлиновые образования. Почвообразующая порода — буровато-серая суглинистая морена с умеренным содержанием щебня и валунов.

Преобладают дерново-карбонатные выщелоченные и оподзоленные легко- и среднесуглинистые почвы. Мощность гумусовых горизонтов колеблется от 18 до 30 *см*, содержание гумуса 2,5—4%, для пахотных выщелоченных почв pH KCl 5,5—7,0, оподзоленных 5,0—6,5. Уровень грунтовых вод находится на различной глубине. Самый верхний уровень почвенно-грунтовых вод залегает обычно на глубине 3—4 *м* — всегда глубже нижней части почвенного профиля. Дерново-карбонатные выщелоченные и оподзоленные почвы имеют комковато-зернистую структуру. Однородный суглинистый механический состав почв и верхней части морены способствуют хорошей влагоемкости и присутствию капиллярно-подвешенной влаги даже в более засушливые периоды, что повышает влагообеспеченность растений. Избыточные же поверхностные воды легко просачиваются в нижние горизонты морены и в подстилающие морену известняки.

Дерново-карбонатные выщелоченные и оподзоленные почвы являются лучшими почвами Эстонии и благоприятны для возделывания зерновых и высокоурожайных пропашных культур, сахарной свеклы, кукурузы и др. Заболоченных дерново-глеевых и болотных почв в районе насчитывается в среднем около 45%, причем в северной части возвышенности Пандивере их удельный вес составляет всего лишь 20%, в том числе болотных 6%.

Район дерново-подзолистых почв включает южную часть Эстонии. Абсолютные отметки местности составляют 25—125 *м*. Моренная равнина пересечена здесь глубокими узкими долинами, имеющими большое значение в регулировании стока талых весенних и грунтовых вод. Почвообразующими породами является в основном красновато-бурая завалуненная суглинистая морена; местами морена перекрывается

слоями (0,4—1,0 *м*) покровных песков и пылеватых супесей. В северной части района (Вильянди—Тарту) преобладают легкосуглинистые дерново-слабоподзолистые, а в южной части района (Выру—Валга)— дерново-средне- и сильноподзолистые супесчаные почвы на нижних суглинистых горизонтах. Содержание гумуса в дерново-подзолистых почвах обычно не превышает 2,5%. Около 40% всех дерново-подзолистых полевых почв содержат гумуса в горизонте A_1 меньше 2%. Содержание общего азота обычно низкое.

Водно-физические свойства почв в большой степени зависят от их механического состава и слоистости почвенной толщи. В результате интенсивного процесса оподзоливания в некоторых супесчаных почвах наблюдаются уплотненные слабоводопроницаемые иллювиальные горизонты с признаками оглеения. Местами же в почвах, образованных на двучленных породах, коэффициент фильтрации верхних, с более легким механическим составом горизонтов, в десятки раз больше, чем в подстилающей суглинистой морене. По данным Л. Рейнтам (1962 г.), подстилающая морена оказывается местами почти водонепроницаемой. Разница в общей порозности между покровными слоями и подстилающей мореной достигает 15—20%. Поэтому на контакте слоев различного механического состава всегда застаивается верховодка. Это обусловливает с одной стороны интенсивное подзолообразование, а с другой — периодически избыточное увлажнение почвы.

Грунтовые воды и верхняя граница капиллярной каймы обычно расположены на различной глубине от нижней границы почвенного профиля. Поэтому дерново-подзолистые почвы южной Эстонии относятся к таежному глубокопромывному подтипу промывного водного режима (Роде, 1956). Вариант водного режима с почвенной верховодкой встречается прежде всего в дерново-средне- и сильноподзолистых с двучленным механическим составом почвах. Почвы на однородной красно-бурой морене, а также на песках характеризуются водным режимом с капиллярно-подвешенной влагой, причем количество последней зависит от механического состава и порозности почв.

При сравнении условий влажности почв видно, что влагоемкость и запасы влаги в дерново-карбонатных почвах (за исключением маломощных рихковых) больше, чем в дерново-подзолистых.

Заболоченных почв в районе насчитывается около 30—35%, а болотных, по данным А. Труу (1961 г.), — 18%.

Район дерново-глеевых и пойменных (наносных) почв включает западную Эстонию — бассейн рек Пярну и Казари. Абсолютные отметки местности здесь колеблются от 0 до 40 *м*. Почвообразующими породами являются безвалунные мелкие пески, пылеватые супеси, суглинки и ленточные глины.

Преобладают дерново-глеевые почвы. Здесь примерно 80% пахотных земель расположено на дерново-глеевых насыщенных и оподзоленных почвах с высоким уровнем (0,5—1,5 *м*) грунтовых вод. Мощность гумусового горизонта чаще всего достигает 20—30 *см*, содержание гумуса 3,5—8%. Двучленность почвообразующих пород — залегание легких по механическому составу песков и супесей на ленточных глинах — обусловливает скопление верховодки, а минимальный уклон равнинного рельефа крайне замедляет сток по открытой осушительной сети. В периоды обильного выпадения атмосферных осадков уровень почвенно-грунтовых вод достигает 0,3—0,6 *м*, однако в течение 2—3 дней он снижается до 0,6—0,9 *м* от поверхности. В засушливые периоды и зимой этот уровень в ленточных глинах снижается до 1,5 *м*, а в морене и в песках — до 2,5 *м*.

Дерново-глеевые почвы обладают значительными запасами легко усваиваемой растениями влаги, которая обеспечивает подъем капиллярной каймы до верхней части почвенного профиля. Дерново-глеевые почвы располагают высоким потенциальным плодородием. Эти почвы могут быть благоприятны для возделывания всех полевых культур при условии регулирования водного режима.

Болотных почв в районе насчитывается 22%, причем преобладают болотные верховые.

Район подзолистых, подзолисто-болотных и болотных почв включает низину оз. Выртсъярв и частично территорию Западно-Эстонской низменности. Абсолютные отметки местности колеблются здесь от 0 до 80 *м*. Низинный рельеф, наличие озерных и морских отложений, приток подземных вод с прилегающих склонов Пандивереской возвышенности обусловливают сильную заболоченность района.

Почвообразующие породы представлены гравийными водно-ледниковыми и морскими песками и супесями, местами в озовых грядах встречается галечник из карбонатных пород. В северной части района широко распространены сосновые, а в южной части елово-сосновые леса. Характерными являются типично подзолистые дерново- и торфяно-подзолисто-глеевые песчаные почвы. В подзолистых типичных почвах уровень грунтовых вод залегает на глубине 3—8 *м*, а в подзолистых болотных почвах грунтовые воды обычно залегают в нижней части почвенного профиля, причем капиллярная кайма редко поднимается выше 40 *см*. На ортштейновых и сильно уплотненных иллювиальных горизонтах застаивается верховодка.

Заболоченных и болотных почв в районе около 70%, в том числе болотных 29%. Район имеет большой резерв земель для создания культурных лугов и пастбищ.

Район подзолистых, подзолисто-болотных и болотных почв включает бассейн Чудского озера. Абсолютные отметки местности здесь составляют 30—80 *м*.

Почвообразующими породами являются озерные пески, пылеватые супеси, местами моренные суглинки. В северной части района преобладают типично подзолистые, торфянисто-подзолисто-глеевые песчаные лесные почвы; в средней и южной частях — дерново-слабо- и среднеподзолистые суглинистые и дерново-подзолисто-глеевые супесчаные почвы. Больше половины территории района занимают заболоченные и болотные почвы, причем болотных насчитывается 39%.

Район каменистых подзолистых почв занимает морское побережье. Абсолютные отметки местности здесь колеблются от 0 до 30 *м*. Почвообразующими породами являются каменистая супесчаная бескарбонатная морена, водно-ледниковые гравийные и морские пески на кембрийских песчаниках и глинах.

В районе широко распространены массивы сосновых лесов на типичных подзолистых и подзолисто-болотных песчаных почвах. Полевые почвы и луга расположены на сильно каменистых дерново-слабоподзолистых и дерново-подзолисто-глеевых малогумусных песчаных почвах. Заболоченных дерново- и торфянисто-подзолистых почв здесь насчитывается около 45%.

Район дерново-подзолистых эродированных почв включает юго-восточную часть Эстонии. Абсолютные отметки местности колеблются от 100 до 317 *м*. В районе моренные холмы различной формы чередуются с заболоченными понижениями и бессточными котловинами.

Почвообразующими породами являются моренные завалуненные супеси и суглинки различной степени карбонатности, водно-ледниковая галька и пески. В условиях холмистого рельефа развиваются мало-

гумусные эродированные дерново-подзолистые и дерново-намытые почвы (Каск, 1958). В эродированных почвах грунтовые воды залегают на различной глубине, в дерново-намытых — на глубине 1,5—2 *м*, причем почвенно-грунтовые воды достигают здесь почвенного профиля периодически. Грунтовые воды местами проникают в почвенную толщу. В этом районе около 30% заболоченных и болотных почв, но осушение их ввиду замкнутости котловин и небольших размеров болот затруднительно и малорентабельно. Болотные почвы составляют 14% от всей территории района.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Территория Эстонской ССР расположена в северо-западной части Русской платформы, в пограничной зоне с Балтийским щитом. Кристаллический фундамент, выходящий на дневную поверхность в Финляндии и на некоторых островах Финского залива, в Эстонии повсеместно перекрыт толщей палеозойских осадочных пород. Мощность палеозойского осадочного чехла колеблется от 100 до 700 *м*. Денудированная поверхность палеозоя залегает под маломощным покровом четвертичных отложений. Рельеф кристаллического фундамента относительно спокойный, сглаженный. Условия залегания палеозойского комплекса определяются рельефом кристаллического фундамента. Для палеозойских отложений характерно моноклинальное залегание слоев, падающих в южном и юго-восточном направлениях под углом около 15°. От «чешуйчатого» залегания слоев зависит и характер их выходов на дневную поверхность: они прослеживаются полосами широтного простирания, причем полосы более древних пород выходят на севере территории, а более молодых — на юге.

Палеозойский осадочный чехол включает позднедокембрийский вендский песчано-глинистый комплекс, песчано-глинистую толщу нижнего и среднего (?) кембрия, значительную по мощности толщу карбонатных пород ордовика и силура, а также толщу песчаников, реже глин и карбонатных пород среднего и верхнего девона. Среди покрывающих четвертичных отложений преобладают ледниковые, водно-ледниковые и озерно-ледниковые образования. Относительно полными разрезами представлены только отложения ордовика и силура.

Четвертичные отложения. На территории Эстонии распространены четвертичные отложения, которые сплошным плащом перекрывают палеозойские породы. Наименьшие мощности четвертичных образований (0,1—5 *м*) приурочены к Северо-Эстонскому плато, а также к равнинам южной Эстонии (1—10 *м*). Погребенные долины, Саадъярвское друмлиновое поле и краевые ледниковые образования, в частности в юго-восточной Эстонии, являются районами наибольшего (до 50—200 *м*) накопления четвертичных отложений.

Стратиграфическое расчленение четвертичных пород основывается на выделении горизонтов морен и межморенных отложений. В настоящей работе оно приводится по стратиграфической схеме сводной легенды государственной геологической карты четвертичных отложений Прибалтики, утвержденной в 1963 г. Сопоставление ее с унифицированной региональной стратиграфической схемой четвертичных отложений Европейской части СССР в виде таблицы приведено в табл. 9.

Отложения голоцена на территории Эстонии представлены породами, образовавшимися во время аллерёдского потепления после отступания последнего ледника. Это — континентальные отложения различного генезиса — озерные, аллювиальные, болотные, эоловые,

Таблица 9

Сопоставление стратиграфических схем

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Европейской части СССР			Стратиграфическая схема четвертичных отложений Прибалтики	
	Надгоризонт	Горизонт	Надгоризонт	Горизонт
Современные	Современный		Голоценовый	
Верхнечетвертичные	Валдайский		Вюрмский	
	Микулинский		Мярчинский	
Среднечетвертичные	Среднерусский	Московский Одинцовский Днепровский	Рисский	Курземский Дессельский Жемайтийский
	Лихвинский		Лихвинский	
Нижнечетвертичные	Окский		Миндельский	

делювиальные, а также морские и прибрежные осадки Балтийского моря.

В средней и юго-восточной Эстонии, где на выходах девонских (в основном глинисто-песчаных) пород развит мощный покров четвертичных отложений, бурением среди плейстоценовых отложений установлены четыре горизонта морен и связанные с ними водно-ледниковые отложения. Верхняя морена представлена бурой или коричневой, реже серой валунной супесью, второй сверху моренный горизонт характеризуется серым цветом, более глинистым составом и довольно плотным сложением. Третий моренный горизонт коричневый, супесчаный, плотный, по сравнению с вышезалегающими моренами более насыщен кристаллическими породами. Мощности описанных моренных горизонтов колеблются от нескольких метров до 20—40 *м* и более. Кроме того, в погребенных долинах под упомянутыми моренами залегает еще один, четвертый моренный горизонт мощностью до 30 *м*. Эта морена серая, реже коричневая с зеленоватым оттенком, обычно обогащенная карбонатным галечниково-гравийным материалом. Между названными моренными горизонтами встречаются флювиогляциальные песчано-гравийные отложения и озерно-ледниковые супеси и суглинки. Для них характерно непостоянство и быстрая изменчивость как гранулометрического состава, так и мощностей.

В северной и западной Эстонии на выходах ордовикских и силурийских карбонатных пород распространена серая морена последнего оледенения, богатая карбонатными породами, а в приглинтовой низине, в пределах выходов нижнекембрийских пород, развита синевато-серая глинистая морена, валунный материал которой почти полностью состоит из кристаллических пород. Более древние морены и водно-ледниковые отложения распространены здесь ограниченно.

Между верхней и второй сверху моренами встречены отложения явно межледникового характера. Стратиграфически эти отложения

отнесены к последнему (микулинскому) межледниковью. Морены соответственно относятся: верхняя — к последнему (вюрмскому, валдайскому) оледенению и вторая — к предпоследнему (рисскому) оледенению. Между второй и третьей моренами встречены только межстадиальные отложения, поэтому и третью сверху морену следует отнести к рисскому оледенению. Третья и четвертая морены опять разделены межледниковыми отложениями — предпоследнего (лихвинского) межледниковья. Соответственно четвертая, самая нижняя морена, отнесена к миндельскому оледенению.

Местами встречаются разрезы, где морены (рисские) разделены аллювиально-озерными песчано-глинистыми отложениями. Такие отложения вскрыты бурением в Рынгу (1 *м*), Валгута (1,7 *м*), Аакре (8,2 *м*), Ныуни (13,8 *м*). Споры и пыльца в них присутствуют в незначительном количестве и указывают на интерстадиальные условия осадконакопления. Отложения последнего оледенения также состоят из ряда стадиальных и интерстадиальных горизонтов. В этих образованиях, наряду с мореной, принимают участие гравийно-песчаные, флювиогляциальные и песчано-глинистые озерно-ледниковые отложения, слагающие моренные холмы, озы, камы, зандры и озерно-ледниковые равнины.

Палеозойский осадочный чехол. Отложения палеозойского осадочного комплекса залегают на денудированной поверхности кристаллического фундамента. Среди палеозойских пород преобладают морские осадки; континентальные и лагунные образования имеют явно подчиненное значение.

Стратиграфическое расчленение палеозоя приводится в табл. 10.

Девонские отложения, распространенные по всему югу Эстонии, ложатся со стратиграфическим и небольшим угловым несогласием на сильно размытую неровную поверхность более древних толщ палеозоя. Северная граница выходов девона прослеживается от г. Пярну по рекам Пярну и Навести к западному берегу Чудского озера в район г. Муствээ. Отдельный выход этих пород наблюдается по среднему течению р. Нарвы.

Разрез девона начинается отложениями живетского яруса, которые представлены преимущественно прибрежно-морскими и континентальными осадками. Эти отложения сменяются без заметного перерыва породами нижнефранского яруса, представленными в нижней части континентальными, а в верхней — лагунными и морскими осадками. Общая мощность девонских отложений в Эстонии достигает 360 *м*.

Поверхность девонских отложений подвергалась длительному воздействию эрозионных и денудационных процессов, вследствие чего сформировался весьма неровный рельеф, рассеченный крупными древними долинами.

Самым верхним горизонтом девона в пределах Эстонии является саргаевский (плявинский), отложения которого залегают несогласно на размытой поверхности швентойских песчаников. Горизонт сложен преимущественно морскими осадками — доломитами, доломитизированными известняками и доломитовыми мергелями, содержащими небольшие прослои глин и песчаников, общей мощностью 33—45 *м*.

Под карбонатным комплексом верхнего девона залегает мощная толща красноцветных, мелкозернистых, слабо сцементированных кварцевых слюдистых песчаников. В песчаниках встречены многочисленные линзы и прослои глин и алевролитов, хотя региональное распространение этих прослоев, по данным геологических съемок, не подтверждается. Для песчаников характерна косая слоистость, указывающая на их дельтовое происхождение. Общая мощность красноцветной глинисто-

Таблица 10

Стратиграфическая схема палеозоя Эстонии

Система	Отдел	Серия	Ярус	Горизонт или свита	Индекс	Литологический состав	Подгоризонт или слои	Средние мощности, м
Девон	Верхний		Франский	Саргаевский	D_3sr	Доломиты, доломитизированные известняки, доломитовые мергели и известковистые глины		33—45
				Швентойский	$D_3šv$	Чередование кварцевых песчаников, алевролитов и глин	Аматские, гауйские	120—130
	Средний		Живетский	Тартуский	D_2tr	Слабосцементированные слюдистые кварцевые песчаники и алевролиты с линзами и пачками пестрых глин	Буртниекские, арукюлаские	65—160
				Наровский	D_2nr	Глиинистые доломиты, доломитовые мергели и мергели с прослоями глии и песчаников		25—40
				Пярнуский	D_2pr	Слюдистые кварцевые песчаники и песчано-алевритовые породы с прослоями глин		12—75
Силур	Верхний		Лудловский	Охесаареский	S_2oh	Детритовые известняки, мергелистые известняки и мергели		14
				Каугатумаский	S_2kg	Глинистые известняки и мергели, криноидные известняки		65
				Паадлаский	S_2pd	Мергелистые известняки и мергели, местами биогермы		14—38
				Каармаский	S_2kr	Плотные доломиты и доломитизированные известняки, местами глинистые		23 - 52
	Нижний		Венлокский	Ягарахуский	S_1jg	Известняки, доломитизированные известняки и биогермные доломиты, местами мергели		50—60
				Яниский	S_1jn	Мергели и доломитовые мергели		30—140

Продолжение табл. 10

Система	Отдел	Серия	Ярус	Горизонт или свита	Индекс	Литологический состав	Подгоризонт или слои	Средние мощности, м
Силур	Нижний		Ландоверийский	Адаверескнй	S_1ad	Доломиты, известняки, мергели и глины		25—35
				Райккюлаский	S_1rk	Кристаллнческие и мергелистые известняки, глинистые доломиты н доломиты		40—50
				Тамсалуский	S_1tm	Биоморфные известняки, мергелистые известняки		6—10
				Юуруский	S_1jr	Афанитовые известняки, мергелистые известняки и мергели		10—30
Ордовик	Верхний			Поркуниский	O_3pk	Мергели, мергелистые известняки, доломиты, кристаллические и биогермные известняки, песчаные доломиты и песчаники		2—15
				Пиргуский	O_3pg	Плотные известняки и мергели		30—55
				Вормсиский	O_3vr	Глинистые известняки		6—9
				Набалаский	O_3nb	Известняки, мергелистые известняки и мергели, местами прослои глин и битуминозных сланцев		30—40
				Раквереский	O_3rk	Афанитовые и мелкозернистые известняки, местами доломитизированные		4—25
	Средний			Оандуский	O_2on	Мергели и глина, мергелистые известняки, кристаллические цистоидные известняки с биогермами		0,5—10
				Кейлаский	*O_2kl*	*Кристаллические и биоморфные известняки, местами мергелистые; прослои метабентоинтовой глины*		*6—25*
				Йыхвиский	O_2jh	Мергелистые известняки и мергели		4—13
				Идавереский	O_2id	Мергелистые и плотные известняки		*1—10*

Продолжение табл. 10

Система	Отдел	Серия	Ярус	Горизонт или свита	Индекс	Литологический состав	Подгоризонт или слои	Средние мощности, м
Ордовик	Средний			Кукрузеский	O_2kk	Известняки с прослоями горючего сланца		4—13
				Таллинский	O_2tl	Плотные известняки, мергелистые известняки, оолитовые известняки	Ухакуский, ласнамягиский, азериский	5—15 5—12 1—7
	Нижний			Кундаскнй	O_1kn	Известняки и мергелистые известняки с бурыми железистыми оолитами		1,5—4
				Волховский	O_1vl	Известняки и доломитизированные известняки с зернами глауконита		2—14
				Лээтсеский	O_1lt	Глинистые кварцевые пески, песчаники и глины с глауконитом		0,3—4
				Пакерортский	O_1pk	Кварцевые песчаники с обломками раковин брахиопод, битуминозные глинистые сланцы		3—20
Кембрий	Средний ?			Тискреская	Cm_2ts	Мелкозернистые кварцевые песчаники		4—30
	Нижний	Балтийская		Пиритаский	Cm_1pr	Кварцевые песчаники с прослоями алевролитов и глин		10—22
				Лонтоваский	Cm_1ln	Глины и алевритистые глины		20—100
				Ломоносовский	Cm_1lm	Разнозернистые кварцевые песчаники с прослоями алевролитов и глин		10—30
Вендский комплекс		Валдайская		Котлинский	Vkt	Глины и аргиллиты с прослоями песчаников		20—45
				Гдовскнй	Vgd	Кварцево-полевошпатовые и аркозовые песчаники и алевролиты с прослоями гравелитов		40—70

песчаниковой толщи составляет 270—280 *м*, стратиграфически эта толща относится к швентойскому горизонту верхнего девона и тартускому горизонту среднего девона.

Следующий, наровский горизонт (D_2nr) представлен глинистыми доломитами, доломитовыми мергелями и мергелями, в верхах горизонта появляются песчаники с прослоями алевролитов. Осадки в основном имеют морское и лагунное происхождение. Мощность горизонта постепенно увеличивается в юго-восточном направлении в интервалах от 25 до 40 *м*.

Самый нижний горизонт девона — пярнуский (D_2pr) — представлен в основном мелкозернистыми кварцевыми слюдистыми песчаниками, которые на крайнем юго-востоке переходят в песчано-алевритовые породы. Мощность пярнуских слоев постепенно увеличивается в юго-восточном направлении от 12—15 до 75 *м*. По происхождению пярнуские песчаники относятся к прибрежно-морскому и континентальному типам.

Силурийские отложения развиты в юго-западной и южной частях республики. Залегают они на известняковой толще ордовика согласно, без видимого перерыва в осадконакоплении. Северная граница распространения силурийских пород протягивается по линии, вытянутой в широтном направлении от западного берега о. Хийумаа через гг. Хаапсалу и Рапла до Пандивереской возвышенности, где круто поворачивает на юго-восток до г. Муствээ и далее проходит в южном направлении до Локновского поднятия. На Локновском поднятии силур отсутствует. Наиболее широко распространены нижние горизонты силура, верхнесилурийские отложения развиты только на небольшой части о. Сааремаа. Полоса выходов силура с многочисленными обнажениями охватывает острова и центральную Эстонию. На юге силурийские породы перекрыты девонскими. Общая мощность отложений силурийской системы колеблется от 280 до 450 *м*.

Силурийские отложения представлены верхним и нижним отделами и состоят из морских карбонатных пород (известняки, доломиты, мергели); терригенные осадки отсутствуют.

Литологически силурийская карбонатная толща характеризуется значительным распространением мергелистых известняков и мергелей, а также известковистых глин, часто значительной мощности (например, яниский горизонт сложен мергелями мощностью более 100 *м*). Чистые разности известняков менее развиты. Нередко в разрезе встречаются доломиты и доломитизированные известняки, особенно в верхнем силуре (каармаский горизонт и др.), причем развиты преимущественно первичные доломиты, т. е. осадочного происхождения. Незначительно распространены в восточной части бассейна вторичные доломиты и доломитизированные известняки (связанные с тектоническими нарушениями). Характерно для силура частое распространение биогермных известняков и доломитов.

В карбонатной толще силура фациальные изменения происходят не часто и с плавными переходами. Как правило, в южном и юго-западном направлениях отмечается увеличение в породах мергелистого и глинистого материала. Для всего карбонатного комплекса характерны горизонтальная слоистость и вертикальная трещиноватость. Вертикальные трещины развиты во многих направлениях, вследствие чего породы разбиты на небольшие блоки. Доломиты и доломитизированные известняки сильно кавернозные, а мергелистые разности пород плотные и менее трещиноватые. Более чистые разности известняков и доломитов закарстованы. Карстовые процессы в основном захватывают только поверхностные части разреза до глубины 25—30 *м*. Карстовые пустоты нередко заполнены остаточными глинами.

Из вторичных образований следует отметить развитие в центральной Эстонии незначительной полиметаллической и пиритовой минерализации по стенкам трещин и каверн, а в западной Эстонии и на островах в кавернах и пустотах — пород битумов нефтяного происхождения.

Отложения ордовикской системы имеют на территории республики повсеместное распространение. Исключение составляет узкая полоса территории, лежащая вдоль южного побережья Финского залива (выходы кембрийских отложений), а также сводовая часть Локноского поднятия. В северной Эстонии полоса выходов ордовикских отложений, с их многочисленными обнажениями, протягивается от о. Хийумаа до р. Нарвы. В средней и южной Эстонии ордовикские отложения погружены под силурийские и девонские. Общая мощность пород ордовикской системы составляет 160—180 *м*.

Разрез ордовика в Эстонии, по сравнению с другими системами палеозоя, наиболее полный. Он представлен верхним, средним и нижним отделами, состоит почти исключительно из осадков морского происхождения и в стратиграфическом отношении хорошо изучен.

Ордовикский карбонатный комплекс. Почти весь разрез ордовика, за исключением двух нижних горизонтов, представлен карбонатными породами — известняками, доломитами и мергелями, общей мощностью до 160—170 *м*, распространенными почти на всей территории республики. Исключением являются узкая полоса выходов кембрийских отложений на южном побережье Финского залива, а также более высокие купола Локноского поднятия (скв. Мынисте), где ордовикские породы размыты.

В северной Эстонии карбонатная толща представлена преимущественно известняками, чистыми или в разной степени мергелистыми. В южной Эстонии преобладают мергелистые известняки и мергели, переход известняков в мергели постепенный, по мере погружения толщи под более молодые отложения. Мергелистость, по данным более изученной части разреза, в северной Эстонии развита неравномерно. Выделяются отдельные горизонты с преобладанием мергелистых известняков и мергелей. Распространением сильно мергелистых известняков и мергелей характеризуются ухакуский подгоризонт таллинского горизонта, идавереский и йыхвиский горизонты, а также оандуский горизонт. Доломиты имеют подчиненное значение и, как правило, связаны с районами тектонических нарушений. Более интенсивная доломитизация установлена в северо-восточной Эстонии, где она приурочена к тектоническим нарушениям (зона тектонических трещин).

Среди отложений ордовика выделяются породы кукрузеского горизонта, в котором встречаются тонкие прослои горючего сланца (кукерсита). В северо-восточной Эстонии они приобретают значительную мощность и образуют пачку сланцев промышленного значения.

Нижнеордовикский терригенный комплекс захватывает два нижних горизонта ордовика — лээтсеский (O_1lt) и пакерортский (O_1pk). Разрез в полном и типичном виде прослеживается только в северной Эстонии. Комплекс залегает на размытой поверхности кембрия.

Верхняя часть комплекса (лээтсеский горизонт) представлена глинистыми кварцевыми песками, песчаниками и песчаными глинами, содержащими большое количество зерен глауконита. Содержание глауконита в песке доходит в ряде случаев до 70—80%. Глауконитовые пески повсеместно распространены, но имеют незначительную мощность — до 3—4 *м*.

Следует отметить, что глауконитовые пески залегают на размытой поверхности диктионемовых сланцев, между которыми местами прослеживается небольшой мощности пачки пластичных глин, сильно отличаю-

щихся как от диктионемовых сланцев, так и от глауконитовых глин. По-видимому, эти пластичные глины являются переотложенными продуктами выветривания нижележащих глинистых сланцев.

Нижняя часть комплекса — пакерортский горизонт — представлена кварцевыми песчаниками, содержащими обломки и целые раковины беззамковых брахиопод, в основном оболид (отсюда и название — оболовые песчаники). Мощность песчаников колеблется от 2—3 до 15—18 *м*. В северной Эстонии песчаники перекрыты глинистыми битуминозными сланцами, так называемыми диктионемовыми. Площадь распространения сланцев ограничена. Они выклиниваются на расстоянии 60—80 *км* от южного побережья Финского залива. Наибольшая мощность диктионемового сланца установлена на северо-западе (около 5,5 *м*), в восточном направлении она постепенно уменьшается и на крайнем востоке у г. Нарвы составляет несколько сантиметров.

Диктионемовые сланцы и глинистые глауконитовые пески вместе образуют относительно водонепроницаемую толщу почти на всей территории Эстонии к югу от Балтийско-Ладожского глинта.

Терригенные отложения кембрийской системы развиты повсеместно, за исключением южной части Центрально-Эстонского вала, где кембрий (скв. Мынисте) или низы его (скважины Лаанеметса, Карула, Отепя и скв. на Ульястеском поднятии) полностью отсутствуют. Большая часть разреза кембрия не обнажается, поскольку она расположена ниже уровня моря. Только верхняя часть отложений выходит узкой полосой вдоль южного побережья Финского залива. Породы кембрия залегают на выветрелой поверхности вендских отложений с эрозионным несогласием и представлены главным образом нижнекембрийскими отложениями балтийской серии, которые сверху перекрыты маломощными песками тискреской свиты, условно отнесенными к среднему кембрию.

Наиболее типичный разрез кембрия прослежен скважинами в восточной Эстонии, где нижняя часть его (ломоносовский горизонт — Cm_1lm) представлена разнозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин, средняя часть (лонтоваский горизонт — Cm_1ln) — мощным комплексом глин, а верхняя (пиритаский горизонт — Cm_1pr и тискреская свита Cm_2ts) — значительной по мощности толщей кварцевых песчаников, содержащих прослои алевролитов и глин.

В южном направлении состав разреза не меняется. На западе Эстонии (скв. Пярну и Кингисепп) глинистый материал лонтоваского горизонта постепенно переходит в алевритистую и даже песчаную разновидности. Более резкие изменения зафиксированы в мощностях отдельных горизонтов кембрия. Нижний, ломоносовский горизонт имеет более постоянную мощность на всей площади распространения (20—30 *м*), которая резко сокращается только в пределах Локноского поднятия. Мощность же комплекса глин лонтоваского горизонта постепенно уменьшается в западном направлении от 100 *м* (Нарва) до 20 *м* (Пальдиски и Пярну).

Кембрийские отложения подвергались длительной денудации и выветриванию (до ордовикского времени), продукты разрушения которых (межформационная кора выветривания) не сохранились.

Вендский комплекс отложений на территории Эстонской ССР не является полным. Он представлен лишь верхней своей частью — валдайской серией, которая состоит из котлинского и гдовского горизонтов. Глины котлинского горизонта распространены только в восточной части республики. Ранее считалось, что они постепенно выклиниваются в центральной Эстонии и отсутствуют на западе. Новый фактический материал позволяет предположить, что котлинский горизонт ана-

логично нижележащему гдовскому сохраняется и в западной части Эстонии, распространяясь почти повсеместно (как типичная для скандинавского бассейна песчано-алевритовая фация). Мощность горизонта увеличивается в восточном направлении. Здесь глины становятся пластичными и служат хорошим водоупором. Процессы превращения глин в глинистые сланцы выражены очень слабо и физических свойств осадков почти не изменили. Наличие в кровле котлинского горизонта каолинитовых или подобных глин небольшой мощности (Таллин, Виру-Роэла, Выру и др.) указывает на перерыв после вендского времени и на действие процессов выветривания и денудации.

Породы вендского комплекса не выходят на дневную поверхность, поскольку кровля его отложений повсеместно расположена ниже современного уровня моря. Под четвертичными отложениями эти породы встречены только в скважинах на о. Прангли и в глубоких частях погребенных долин (Таллин).

Нижняя часть комплекса (песчаники гдовского горизонта) установлена в восточной Эстонии, т. е. в краевой части Московской синеклизы, а также на склоне щита. Наименьшая мощность песчаников наблюдается в пределах Локноского поднятия. Увеличение мощностей прослеживается от Центрально-Эстонского вала в сторону более глубоких частей Московской синеклизы. Наличие гдовских песчаников западнее вала, т. е. в краевой части Лифляндской впадины, является спорным. Многие авторы указывают на выклинивание гдовского горизонта на западе республики. Однако на основании литологических показателей и данных анализа мощностей пород можно предполагать, что гдовские песчаники представлены и в западной Эстонии (включая острова). Состав пород комплекса в скважинах Кингисепп и Пярну позволяет отнести их разрез к скандинавскому типу и коррелировать с разрезами Курземского полуострова Латвии и Швеции более уверенно, чем с разрезом северной Эстонии.

Кристаллический фундамент. На территории республики складчатый кристаллический фундамент вскрыт несколькими буровыми скважинами, расположенными неравномерно. Поэтому данных о составе и строении кристаллического фундамента очень мало (особенно в западной Эстонии). Фундамент представлен кристаллическими породами как архейского, так и протерозойского возраста.

На основе имеющихся геологических и геофизических данных, (Куускалу и Побул, 1964) в составе фундамента выделяются четыре зоны, показанные на карте-схеме (рис. 7).

Зона I — область распространения преимущественно гранитных пород (микроклиновые граниты, мигматизированные и гранитизированные гнейсы, микроклинизированные кварцевые диориты), захватывает северную и северо-восточную Эстонию до линии г. Таллин (южнее г. Таллина) — г. Калласте. Может быть сопоставлена со сфекофеннидами Финляндии.

Зона II протягивается узкой полосой в прибрежной части северо-восточной Эстонии. Она характеризуется значительным распространением кварцитов (скв. Ульясте, Йыхви и др.), наличием метаморфизированных карбонатных пород (скв. Ульясте) и интрузий основного и ультраосновного состава (скв. Утрия). По возрасту эти породы можно отнести условно к раннему протерозою.

Зона III — наибольшая по площади область (с севера и северо-востока ограничивается зоной гранитных пород и на юге выходит за пределы республики) распространения гнейсов и амфиболитов. Граниты встречаются редко, местами наблюдаются выходы основных и ультра-

основных пород. По возрасту породы этой зоны относят к карелидам и их следует считать наиболее древними в Эстонии.

Зона IV — протягивается узкой полосой от о. Сааремаа до Чудского озера. Геофизически она интерпретируется как предполагаемая площадь развития верхнепротерозойских эффузивных и осадочных образований (готландий и йотний). Единственной скважиной в г. Кинги-

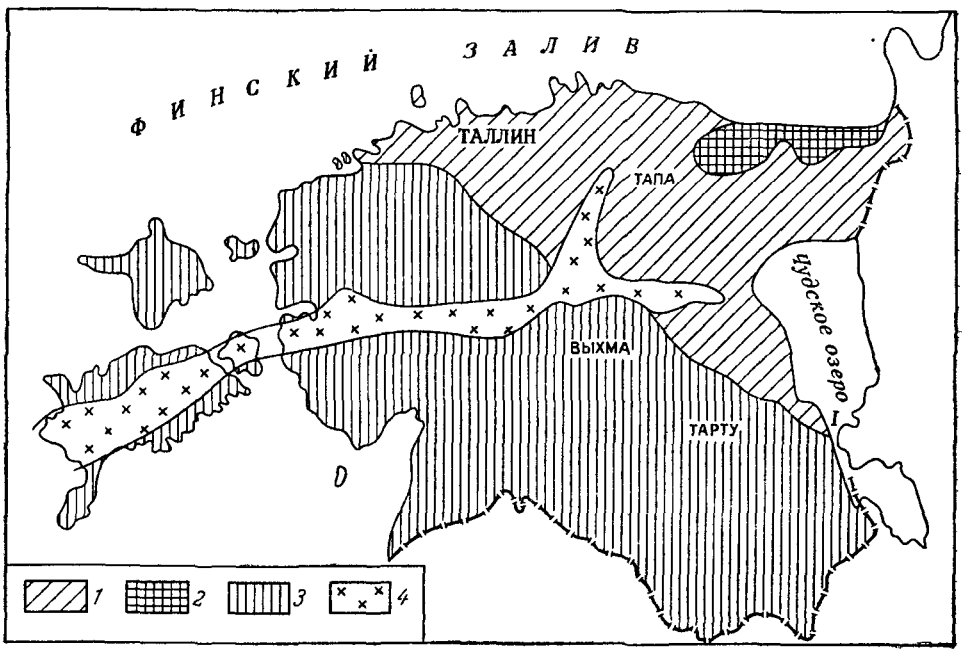


Рис. 7. Схематическая карта распространения пород кристаллического фундамента
1 — распространение преимущественно гранитов и гранито-гнейсов; *2* — распространение комплекса метаморфических пород (парагнейсы, кварциты и др.); *3* — распространение преимущественно гнейсов, *4* — область предполагаемого распространения верхнепротерозойских магматических и осадочных пород

сеппе вскрыты гранофиры, которые, по-видимому, являются аналогами гранитов рапакиви.

Поверхностная часть кристаллического фундамента подвергалась длительному выветриванию, вследствие чего повсеместно встречается так называемая первичная кора выветривания, мощность которой колеблется в широких пределах от нескольких метров до 150 *м* (скв. Мустайые) и более. В первичной коре выветривания породы кристаллического фундамента, сохранившие первичную структуру, являются в разной степени разрушенными и выветрелыми.

Переотложенная кора выветривания встречена единичными скважинами. Мощность ее составляет обычно несколько метров, редко до 15 *м*. Она представлена красноцветной глинистой породой, обогащенной слюдистым материалом и значительным количеством выветрелых обломков нижележащих кристаллических пород. Каолинитовый материал в коре выветривания встречается редко.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория Эстонской ССР занимает северо-западную окраину Восточно-Европейской, или Русской равнины. Большая часть республики представляет собой низменность, средняя высота которой около

50 *м* над уровнем моря. Около двух третей территории лежит на высоте 50—100 *м* над уровнем моря и примерно лишь одна десятая часть — выше 100 *м*. Рельеф республики постепенно повышается с севера и запада (0—70 *м*) на юго-восток (100—250 *м*). Равнинный характер рельефа западной Эстонии нарушается местами присутствием форм рельефа материкового оледенения (озы, камы и др.). Встречаются также береговые образования Балтийского моря с абсолютными отметками до 40 *м* и более. Для северной Эстонии характерно наличие уступа, протягивающегося в широтном направлении и известного под названием Северо-Эстонского глинта.

К северу от глинта простирается предглинтовая низина, а к югу — Северо-Эстонское плато. Наиболее высокой частью Северо-Эстонского плато является Пандивереская возвышенность, где абсолютные отметки колеблются от 50 до 160 *м*. В южном направлении Северо-Эстонское плато переходит в низину Выртсъярв с абсолютными отметками около 40 *м*, а в юго-западном направлении — в Западно-Эстонскую равнину. К юго-западу от низины Выртсъярв расположена возвышенность Сакала с абс. отм. от 50 до 110 *м*. В юго-восточной Эстонии располагаются Отепяская и Хааньяская возвышенности, разделенные низиной Выру и имеющие холмисто-моренный рельеф. Колебания относительных высот здесь довольно значительные и склоны возвышенностей более крутые, чем на остальной территории республики.

К Хааньяской возвышенности приурочена и наибольшая высота поверхности Эстонии — 317 *м* над уровнем моря (Суур-Мукамяги).

С востока территория республики ограничена низиной Пейпси (Чудского озера) и ее продолжением в северо-восточном направлении — Лужско-Наровским понижением с абс. отм. 30—40 *м*.

Современный рельеф Эстонии является результатом длительного развития на протяжении от последевонского периода до наших дней. Этим объясняется наличие в рельефе разновозрастных элементов (Орвику, 1955 г. и др.).

Формирование основных черт рельефа территории — платообразных возвышенностей и низин происходило в доледниковый период. Степень переработки в континентальных условиях сформированного дочетвертичного рельефа под влиянием четвертичных оледенений установить трудно. Ледником последнего оледенения в более древних отложениях были выработаны друмлины; под влиянием ледника формировались напорные образования и были созданы аккумулятивные формы рельефа — моренные холмы, гряды, равнины, камы и озы. После отступания ледника большая часть территории была затоплена водами озерно-ледниковых бассейнов, а затем в процессе спуска их была заложена современная гидрографическая сеть.

Голоцен характеризуется образованием обширных морских и озерных равнин, торфяников, а также дальнейшим развитием современной гидрографической сети.

Таким образом, в пределах территории Эстонской ССР по возрасту можно выделить следующие элементы рельефа: 1) образованные главным образом в дочетвертичное время; 2) заложенные в среднем плейстоцене; 3) сформированные в течение последнего оледенения; 4) образованные в послеледниковое время.

Дочетвертичные элементы рельефа. Древний рельеф территории Эстонской ССР (кровля дочетвертичных пород) имеет характер структурно-денудационного рельефа. Ввиду различной устойчивости пород и условий их залегания среди крупных форм древнего рельефа вырисовываются Северо-Эстонское, Среднедевонское и Верхне-

девонское плато, чередующиеся с низинами: Предглинтовой, Средне-Эстонской и Выруской.

Северо-Эстонское плато приурочено к выходам карбонатных пород ордовика и силура. Наиболее возвышенная часть плато с абсолютными отметками 80—130 *м* называется Пандивереской возвышенностью. С севера Северо-Эстонское плато ограничено уступом — Северо-Эстонским глинтом, максимальная высота которого над уровнем моря достигает у Карула 65 *м*. Обычно глинт представлен двумя уступами: верхний уступ сложен ордовикскими известняками, нижний — кембрийскими песчаниками. Перед глинтом на выходах легко денудируемых песчано-глинистых кембрийских пород расположена узкая *Предглинтовая низменность.*

В южном направлении Северо-Эстонское плато полого переходит в *Средне-Эстонскую низину*, продолжением которой в северо-восточном направлении является Лужско-Наровская низина с абсолютными отметками 20—40 *м*. Западно-Эстонскую равнину и архипелаг с абсолютными отметками кровли дочетвертичных пород до 30 *м* следует рассматривать как *Западно-Эстонскую низину.*

Среднедевонское плато выработано на выходах песчаников тартуского горизонта. С севера оно ограничено уступом с относительной высотой 20—40 *м*, а с запада и востока — Пярнуской и Пейпсиской низинами. Низина оз. Выртсъярв разделяет Среднедевонское плато на западную часть — плато Сакала и восточную часть — плато Уганди. Сакалаское плато расчленено многочисленными глубокими долинами на ряд платообразных возвышенностей, где абсолютная высота кровли дочетвертичных пород достигает около 100 *м*. В пределах Угандиского плато поверхность дочетвертичных пород в общем повышается в юго-восточном направлении. В западной части Угандиского плато высота кровли дочетвертичных отложений составляет 40—70 *м*. Наибольших абсолютных отметок (90—115 *м*) достигает Среднедевонское плато в восточной части Отепяской возвышенности. Здесь дочетвертичные породы залегают на 20—50 *м* выше, чем на равнинах, прилегающих в Отепяской возвышенности на востоке.

Значительно повышается кровля дочетвертичных пород в юго-восточной Эстонии, в пределах *Верхнедевонского плато*, где она достигает абсолютных отметок 100—150 *м*. Плато приурочено к выходам верхнедевонских карбонатных пород. На севере и западе оно ограничено уступом, бровка которого находится примерно на 40—60 *м* выше дна низины Выру, отделяющей описываемое плато от Среднедевонского.

Наиболее значительные понижения в рельефе дочетвертичных пород приурочены к древним погребенным долинам, ширина которых достигает 0,5—2 *км*. Предварительно можно выделить: а) древние долины, глубина которых на 100 *м* ниже современного уровня моря; б) древние долины с глубиной до 40—60 *м* ниже уровня моря и в) древние долины, дно которых близко к нулевой поверхности.

Местами погребенные долины в виде озерных впадин и ложбин стока ледниковых вод прослеживаются и в современном рельефе, например, погребенная долина Валга—Отепя—Тарту—Сыру выражена в современном рельефе впадинами озер Пюхаярве, Ныуни, Пангоди и ложбинами стока талых ледниковых вод южнее Тарту и северо-восточнее Валга. Следует отметить, что нередко к погребенным долинам приурочены и камы, например, в районе Куртнаской погребенной долины (Куртнаские камы).

Среднеплейстоценовые элементы рельефа. В строении современных Отепяской и Хааньяской возвышенностей и Саадъярвского друмлинового поля в значительной степени принимают участие

среднеплейстоценовые морены и связанные с ними водно-ледниковые отложения. Они образуют их остов, или ядро, которое отражается и в современном рельефе. Кровля среднеплейстоценовых отложений в западной части Отепяской возвышенности имеет обычно абсолютную отметку 100—125 *м*, а на более возвышенном участке рельефа дочетвертичных пород в восточной части возвышенности достигает отметки 130—170 *м*. Благодаря высокому положению кровли дочетвертичных пород в пределах Хааньяской возвышенности поверхность среднеплейстоценовых отложений лежит на высоте 140—250 *м* над уровнем моря. На Саадъярвском друмлиновом поле кровля среднеплейстоценовой морены имеет отметки 45—75 *м* абс. высоты.

Элементы рельефа последнего оледенения. На территории Эстонской ССР широко развиты формы рельефа последнего материкового оледенения, сформировавшиеся в результате экзарации, напора и аккумуляции ледника, а также в результате водно-ледниковой абразии и аккумуляции как внутриледниковой, так и приледниковой.

Друмлины как экзарационно-аккумулятивные ледниковые формы рельефа развиты широко. Они часто приурочены к повышенным участкам подстилающего их дочетвертичного и среднеплейстоценового рельефа, которые явились препятствием на пути движущегося ледника. Друмлины расположены группами в виде друмлиновых полей. Из них самым крупным является Саадъярвское друмлиновое поле, имеющее длину около 75 *км* и ширину до 15—25 *км*. Длина его друмлинов составляет 1—10 *км*, ширина 0,2—2 *км*, а высота 20—40 *м*, иногда даже 60 *м*. Друмлины характеризуются очень пологими склонами, их крутизна не более 10°. Часто продольный профиль друмлинов асимметричный. Саадъярвские друмлины состоят главным образом из морен. Водно-ледниковые отложения в пределах Саадъярвского друмлинового поля представляют собой озовые и камовые образования. Остальные друмлиновые поля (Колга-Яниское, Тюриское, Таммеское и др.) — более мелкие. Они сложены моренами, но нередко в их ядре встречаются дочетвертичные породы.

Среди ледниковых форм широко развиты *холмисто-моренный рельеф* и *конечно-моренные гряды*. Типичный холмисто-моренный рельеф встречается в юго-восточной Эстонии как составная часть здешних краевых ледниковых образований Хаанья, Отепя и Карула. Моренные холмы обычно имеют неправильную, округлую, иногда продолговатую форму и пологие (5—15°) склоны. Моренные холмы встречаются и в северной, и в западной Эстонии, где они образуют узкие конечно-моренные полосы.

На территории Эстонии в результате деятельности последнего ледника были образованы обширные моренные равнины. Они носят следы абразии в виде валунных накоплений и пятен из глинисто-песчаных отложений и поэтому их следует уже отнести к озерно-ледниковым, озерным или морским абразионным равнинам.

Основным районом развития *озов* является северная Эстония, где их длина измеряется десятками километров, ширина колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров, а высота обычно от 10 до 20 *м*. Такие озы в виде озовых систем развиты между Куртнаскими озерами и пос. Йизаку, а также между Ульясте и Кохила-Хагери и т. д. В основном они радиальные, но встречаются и маргинальные озы, в частности в западной Эстонии. Среди них местами отмечаются и озовые дельты, например у Тудулинна и Лаэва. В южной и средней Эстонии озовые гряды встречаются редко.

Флювиогляциальные камы наряду с моренными холмами значительно распространены среди краевых ледниковых образований

юго-восточной Эстонии, образуя нередко самостоятельные камовые поля (в окрестностях Куртна, Кайу, Сельгузе и т. д.). Камы сложены флювиогляциальными гравийно-песчаными отложениями; иногда они частично или полностью покрыты моренной оболочкой. Морфологически флювиогляциальные камы представляют собой беспорядочно расположенные, часто вытянутые холмы с выпуклыми вершинами. Обычно они более высокие (10—25 *м*) и с более крутыми (10—25°) склонами, чем моренные холмы.

В пределах краевых ледниковых образований юго-восточной Эстонии встречаются холмы, моренное ядро которых перекрыто флювиогляциальными гравийно-песчаными отложениями, т. е. на моренные холмы наложены флювиогляциальные камы. Аналогичные *наложенные флювиогляциальные камы* встречаются иногда и в пределах друмлиновых полей, например «Калевипое Сянг» восточнее оз. Саадъярв.

Долинные зандры представляют собой долины стока ледниковых вод, который осуществлялся в позднеледниковое время. К ним относятся долины рек Эмайыги, Вяйке-Эмайыги, Педели, Пиуза, Мустйыги, имеющие надпойменные террасы, сложенные в основном песками (русловыми отложениями проточных талых ледниковых вод).

Зандровые поля, образованные по краю отступающего ледника, прослеживаются в полосе между Таллином и Кунда. В дальнейшем они подвергались озерно-ледниковой или морской абразии или аккумуляции, о чем свидетельствует залегание тонкослоистых отложений на косослоистых флювиогляциальных отложениях. Поэтому такие равнины относятся к озерно-ледниковым и морским равнинам.

Лимногляциальные камы представляют собой холмы, состоящие из песчано-глинистых отложений ленточного сложения. Они встречаются редко в виде отдельных холмов и маленьких групп холмов в пределах краевых ледниковых образований юго-восточной Эстонии. Наибольших размеров эти камы достигают в северо-восточной Эстонии. Они сложены здесь мелкозернистыми пылеватыми образованиями и ленточными глинами. Их высота колеблется от едва выраженных в рельефе повышений до 10—15 *м* и более.

В наиболее высокой центральной части Отепяской и Хааньяской возвышенностей, а также в полосе краевых образований Карула в пределах крупно- и среднехолмистого рельефа нередко встречаются платообразные холмы, моренное ядро которых покрыто озерно-ледниковыми песчано-глинистыми ленточными отложениями. Кроме того, наблюдаются холмы, флювиогляциальные песчано-гравийные отложения которых покрыты лимногляциальными песчано-глинистыми ленточными отложениями. Они представляют собой *наложенные лимногляциальные камы.*

В ходе отступания последнего ледника на территории Эстонской ССР образовались *озерно-ледниковые равнины* двух типов: абразионные и аккумулятивные. Абразионные озерно-ледниковые равнины приурочены главным образом к повышенным участкам рельефа дочетвертичных пород и к их склонам. Аккумулятивные равнины развиты в основном в более низких участках древнего рельефа, где перекрывающими отложениями являются ленточные глины, суглинки, супеси и пески.

По берегам приледниковых озер образовались абразионные уступы и склоны, обычно с валунными полями, а также редкие береговые валы и дюны.

Таким образом, в ходе убывания ледникового покрова на территории Эстонии образовались разнообразные формы рельефа: в юго-восточной Эстонии — холмистые ледниковые краевые образования; в средней Эстонии — друмлиновые поля, а в северной и западной — равнины

с узкими маргинальными образованиями и радиальными озовыми системами. В пределах краевых образований юго-восточной Эстонии можно выделить следующие формы рельефа: 1) крупно- и среднехолмистый наложенный камовый рельеф, занимающий более высокую центральную часть возвышенности; 2) средне- и мелкохолмистый моренный и камовый рельеф; 3) средне- и мелкохолмистый флювиогляциальный камовый рельеф (Каяк, 1963). В краевых частях возвышенностей к ним примыкают озерно-ледниковые равнины.

Элементы рельефа голоценового времени. Формы рельефа голоценового возраста образовались под влиянием деятельности Балтийского моря, озер, рек и подземных вод, а также в результате заболачивания и эоловых процессов.

В северной и западной Эстонии развиты разнообразные *морские формы рельефа:* абразионные и аккумулятивные террасы, абразионные уступы и склоны, береговые валы, косы и бары.

В северо-западной части Эстонии ввиду более быстрого неотектонического поднятия постепенно от моря освобождались более широкие полосы пологого рельефа. Поэтому здешние террасы имеют наибольшую ширину и наибольшие абсолютные отметки. В восточном и южном направлениях в условиях менее интенсивного неотектонического поднятия образовывались более узкие террасы.

Древние береговые уступы связаны с глинтом и с пластовыми возвышенностями. В четвертичных породах они выработаны обычно в пределах краевых ледниковых образований, т. е. в районах наиболее мощного накопления четвертичных отложений. Здесь широко развиты и аккумулятивные береговые формы рельефа — береговые валы и косы. Высота береговых образований составляет обычно несколько метров. Следует отметить, что более крупные береговые формы рельефа образовались в период трансгрессий Балтийского моря.

Береговые формы рельефа Балтики относятся к следующим его стадиям: Балтийское приледниковое озеро, прибореальное Иольдиевое море (?), Анциловое озеро, Литориновое море и Лимниевое море.

Современные берега Балтийского моря в пределах описываемой территории можно подразделить на обрывистые и низменные (Орвику и Каарел, 1961).

Обрывистые берега, в которых обнажаются коренные породы силура — ордовика (глинт), распространены на северном побережье Эстонии и на островах. В районах, где четвертичные отложения имеют более значительную мощность, в условиях расчлененного рельефа они выражаются в наносах (восточный берег п-ова Сырве и северный берег Пярнуского залива у Валгеранд). Низменный берег подразделяется на скальный (плитняковый), галечный (щебневый), песчаный, моренный и задернованный. Наиболее широко распространены задернованный и моренный берег с каменистым покровом.

К озерным формам рельефа голоценового возраста относятся обширные равнины с соответствующими береговыми образованиями во впадине оз Пейпси и в низине оз. Выртсъярв, а также равнины более мелких озер (Кунда, Корва-лухт и др.). В пределах описанных равнин встречаются абразионные уступы, склоны и береговые валы высотой 1—2 *м*.

Современный берег Чудско-Псковского озера и оз. Выртсъярв характеризуется в зависимости от окружающего рельефа как абразионными, так и аккумулятивными типами берегов. В окрестностях Тамме, севернее Вехенди и Раннакюла, где оз. Выртсъярв абрадирует друмлины, выработаны абразионные уступы в песчаниках тартуского горизонта. Аналогичные уступы встречаются на берегу Чудского озера

в районе Қалласте. Высота уступов колеблется от нескольких до 13 *м* у Тамме. Абразионные уступы в четвертичных отложениях более низкие (северный берег Чудского озера). К берегам из четвертичных отложений обычно приурочены низкие склоны, в особенности когда к озеру примыкают равнины, например северное побережье оз. Выртсъярв. Южные берега озер Выртсъярв и Чудского, а также берега Псковского озера ввиду высокого уровня грунтовых вод заболочены. Однако местами, например южнее устья р. Эмайыги, болота на берегу оз. Чудского подвергаются абразии, и здесь в торфе развиты низкие абразионные уступы.

Таким образом, абразионные берега приурочены к более крутым склонам, а аккумулятивный тип берегов свойствен отлогим склонам озерных впадин. Это характерно и для мелких озер Эстонии, которых насчитывается свыше 1100. В общем преобладает низменный, часто заболоченный берег.

Эоловые формы рельефа в виде дюнных гряд, реже холмов распространены по древним и современным берегам Балтийского моря (а также озер Чудского и Выртсъярв). Высота дюн обычно 5—10 *м*, достигая местами 20 *м*. Наиболее высокими являются дюны Литоринового моря, а также дюны, расположенные севернее Чудского озера.

Речные долины в пределах возвышенной части Эстонии были заложены в основном в позднеледниковое время в результате эрозии талых текучих ледниковых вод и спусков приледниковых озер. В голоцене под влиянием боковой миграции рек в долинах формировались пойменные террасы, продолжалось дальнейшее развитие склонов долин и шло образование оврагов и балок.

В северной Эстонии реки в верхнем и среднем течениях ввиду пологого рельефа и кратковременности развития имеют слабо выработанные долины. У некоторых рек развито лишь русло (р. Нарва) В низовьях рек, в условиях постепенного понижения базиса эрозии, в приглинтовой полосе развиты глубокие каньонообразные долины, иногда с водопадами (реки Кейла, Ягала, Нарва и др.). В устьевых частях этих рек местами прослеживаются террасы, происхождение которых можно объяснить различными стадиями развития Балтийского моря (Miidel, 1961). Долины рек западной Эстонии в верхнем и среднем течениях также характеризуются слабой выработанностью и пологостью.

Довольно разнообразен характер долин южной Эстонии. Здесь в верхнем течении долины рек извилисты, V — образные, иногда с зачаточными сегментами поймы, сложенными обычно перлювием. Местами встречаются более широкие поймы с извилистыми меандрами. В среднем течении этих рек наблюдаются глубоко врезанные в девонские песчаники крутосклонные долины. Часто на поймах развит гривистый рельеф из бывших береговых валов. В низовьях рек, впадающих в оз. Пейпси, Пихква и Выртсъярв (Эмайыги, Вяйке-Эмайыги, Пиуза, Ахья Выханду, Ыхне), поймы долин в результате высокого уровня грунтовых вод заболочены.

Болотные равнины занимают 597,5 тыс. *га* на территории Эстонской ССР. Среди них наблюдаются равнинные, переходные и верховые болота. Низинные болота начали развиваться в начале раннего голоцена, а верховые — в начале среднего голоцена. Наиболее крупные верховые болота приурочены к низинной Эстонии — к морским и озерным равнинам. С друмлиновыми полями и холмистым рельефом краевых ледниковых образований, а также с речными долинами связаны более мелкие болота, обычно низинного типа.

Верховые болота характеризуются выпуклой поверхностью; низинные и переходные болота имеют ровную или слабоволнистую поверхность.

Карст в пределах описываемой территории развивается на выходах ордовикских и силурийских, реже на верхнедевонских трещиноватых карбонатных породах, где мощность четвертичных отложений небольшая. Общее число отдельных карстовых форм и их групп, известных в Эстонии, более 190. Карст относится к закрытому (русскому) типу (Ухаку). Редко встречаются задернованный (Костивере) и (очень редко) голый карст. Карстовые формы незначительны по размерам, но отличаются большим разнообразием. Они подразделяются по типам карста на коррозионные, коррозионно-эрозионные, корозионно-суффозионные и коррозионно-эрозионно-суффозионные формы. Кроме того, по форме поглощения поверхностных вод они разделяются на формы, развивающиеся: 1) над подземными карстовыми каналами и 2) на выходах карстовых источников. Коррозионные формы представлены зияющими трещинами. Другие же формы карста — разнообразными воронками поглощения (курисуу), а также блюдцеобразными, ваннообразными и др. На выходах карстовых источников наблюдаются вымоины и воронки. В классическом виде эти формы прослеживаются в карстовых районах Костивере, Куйметса, Ухаку, Куксема, Мустъяла и др.

ТЕКТОНИКА

Территория Эстонской ССР, в структурно-геологическом и тектоническом отношении являясь частью Русской платформы, фактически расположена на склоне Балтийского щита. По своему положению территория республики является своеобразной переходной зоной между Балтийским щитом и Прибалтийской, а также Московской синеклизами. В пределах указанной переходной зоны северная часть территории представляет классический пример района, расположенного на склоне щита в его пограничной зоне. Южная часть территории как в структурном, так и в литолого-фациальном отношениях относится уже к районам погруженных частей платформы.

В северной Эстонии (острова Прангли и Найссаар, г. Таллин) глубина залегания кристаллического фундамента не превышает 150 *м*, а в средней (скважины Выхма, Эллавере, Паламузе и др.) она колеблется от 250 до 350 *м*. На юге Эстонии (скважины Пярну, Отепя, Выру и др.) фундамент опускается до абсолютных отметок 500 *м* и более. Интенсивность погружения кристаллического фундамента для всей территории Эстонии измеряется в среднем величиной 3 *м* на 1 *км*, т. е. угол наклона составляет всего 11—15 минут, при падении слоев почти прямо на юг. Аналогичный наклон сохраняют и слои древнепалеозойских осадочных пород (кембрия, ордовика и силура). Девонские отложения, залегающие на силурийских несогласно, наклонены еще более полого, под углом менее 10 минут.

Спокойное залегание кристаллического фундамента не выдержано по всей Эстонии. Оно нарушено поднятиями в фундаменте, которые позволяют в пределах региона выделить отдельные районы, отличающиеся друг от друга как в структурном отношении, так и изменчивостью в литолого-фациальном составе палеозойского осадочного комплекса.

Балтийский вал, отделяющий Московскую и Прибалтийскую синеклизы, четко прослежен от Белорусского массива до поднятия кристаллического фундамента в районе Локно. Далее на север он выполажи-

вается. Это затрудняет определение его субмеридиональных границ. Продолжение структуры вдоль Чудского озера до Финского залива результатами геофизических исследований и бурения не подтверждается. Работы последних лет позволяют предполагать, что структура в районе Локноского поднятия (Эстонско-Латвийский вал, по Н. А. Кудрявцеву) отклоняется несколько на запад и продолжается в северном направлении в полосе Карула — Отепя — Эльва — Выхма. Это предположение, до некоторой степени еще гипотетическое, подтверждается данными геофизики и структурного бурения: приподнятым положением кристаллического фундамента (скв. Карула и Отепя), геофизической аномалией в районе г. Эльва, отсутствием в разрезах скважин вендских и части нижнекембрийских отложений, меньшей мощностью древнепалеозойской песчано-глинистой толщи. Продолжение структуры до Финского залива пока не установлено.

Наличие указанной структуры, названной нами Центрально-Эстонской зоной поднятия, позволяет более или менее четко разделить палеозойскую осадочную толщу на Московский и Прибалтийский бассейны.

Второй, более четко выраженной структурой, является погребенное поднятие широтного простирания, которое прослеживается от Псковской области (скв. Локно) до южной Эстонии (скв. Мынисте и Лаанеметса) и дальше в пределах Латвийской ССР в направлении г. Валмиера (скв. Стренчи). В пределах поднятия в скв. Мынисте встречен кристаллический фундамент на отметке 231,8 *м*, т. е. более чем на 250 *м* выше возможного нормального положения южного склона Балтийского щита. Поднятие первоначально получило название Локноское, морфология его пока еще полностью не выяснена. Бурением установлено, что поднятие имеет не менее трех возвышенных точек, — в Локно, Мынисте и Стренчи. Следовательно, структура на фоне общего поднятия имеет несколько куполов, а поэтому нами условно принято название — Вальмиеро-Мынисте-Локноское поднятие. Северный склон поднятия относительно пологий, зато южный — более крутой, углы падения в пределах ломоносовской свиты достигают здесь 50—55° (по Л. Б. Паасикиви). Происхождение поднятия носит структурный характер. Вальмиеро-Мынисте-Локноское поднятие как барьер широтного простирания (структура второго порядка) является естественной северной границей Латвийской впадины.

Таким образом, в пределах территории республики можно выделить следующие структурные зоны (рис. 8). Наличие таких структурных зон до некоторой степени повлияло на процесс осадконакопления древнего палеозоя. В результате этого между отдельными зонами в литолого-фациальном составе осадков и в интенсивности осадконакопления имеются существенные различия. Эти различия охватывают самые нижние части разреза — комплекс осадков вендского и кембрийского времени. В ордовике и силуре эти различия почти не отражаются, остаются только фациальные различия между северной и южной Эстонией, т е. между районами с осадконакоплением на склоне щита — с одной стороны и в более отдаленном от береговой линии бассейне — с другой стороны.

Характерными для северо-восточной части Эстонии являются тектонические нарушения северо-восточного простирания. Геологосъемочными и разведочными работами установлено наличие трех таких нарушений: Азериского и Ахтмеского и Вийвиконнаского. Не исключена возможность, что кроме названных, существуют и другие подобные, пока не обнаруженные тектонические нарушения. Азимут нарушений составляет 30°—60°, иногда доходит до 90°. Характерным является изменение в приглинтовом районе простирания нарушений от северо-восточ-

ного до субширотного. Амплитуда вертикальных смещений в пределах нарушения составляет 5—22 *м*, наибольшие амплитуды установлены приблизительно в полосе выхода под четвертичные отложения прослойки горючих сланцев. В юго-западном направлении намечается постепенное уменьшение амплитуды вертикальных смещений, а для Ахтмеского и Вийвиконнаского нарушений аналогичное явление уста-

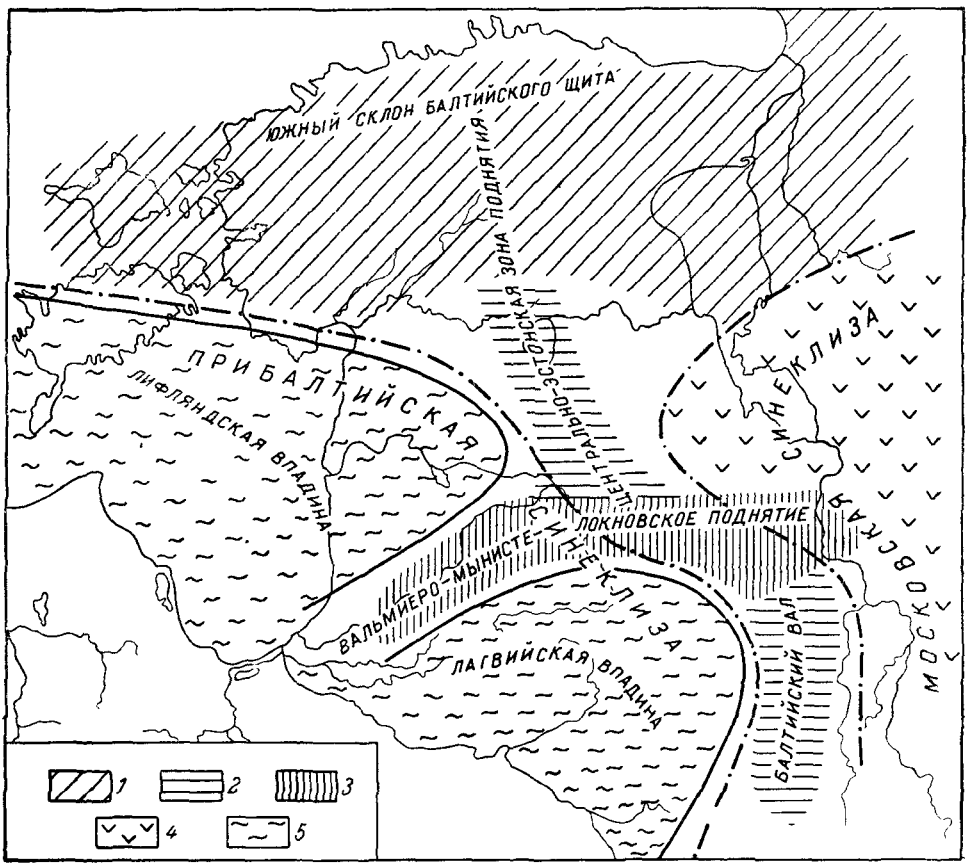


Рис 8 Схематическая карта тектонических структур

1 — приконтактная зона Балтийского щита, захватывает полосу вдоль южного побережья Финского залива, отличается неглубоким залеганием кристаллического фундамента (южный склон Балтийского щита), *2* — зона приподнятого кристаллического фундамента в центральной Эстонии, является северным продолжением Балтийского вала (Центральноэстонская зона поднятия), *3* — зона Вальмиеро-Мыниcте-Локноского поднятия; *4* — краевая зона Московской синеклизы, *5* — краевая зона Прибалтийской синеклизы

новлено и на крайнем северо-востоке их простирания. Ширина зон нарушения колеблется от 200—300 до 2000 *м*.

Морфология указанных нарушений еще недостаточно четко изучена. В более поздних работах (В. Пуура и др., 1962) они трактуются как флексуры, осложненные сбросами. По относительно большой амплитуде, закономерному расположению и большой выдержанности по простиранию (прослежены на расстоянии более 90 *км*) можно предполагать, что эти нарушения связаны с расколами кристаллического фундамента. В результате таких тектонических нарушений район в целом имеет слабо выраженное грабено-горстовое строение. Блоки между более крупными нарушениями разбиты зонами дробления, которые являются почти безамплитудными нарушениями и характеризуются кулисообразным расположением, сориентированным, в общих

чертах, параллельно нарушениям первого типа. Ширина зон дробления 20—50 *м*, расстояние между нарушениями от 0,5 до 8—10 *км*.

В отдельных местах Северо-Эстонского глинта описаны нарушения типа надвигов. Горизонтальная амплитуда их редко достигает 10—15 *м*, вертикальная 3—5 *м*. Поверхностями надвигов являются слои глин и сланцев. Закономерностей в распространении надвигов не обнаружено. Возможно, что они не имеют тектонического происхождения, а являются гляциодислокациями.

Повсеместное распространение в пределах Эстонии имеет субвертикальная трещиноватость северо-восточного, северо-западного, широтного и меридионального распространения.

С тектоническими сбросовыми нарушениями, зонами дробления и трещиноватостью связаны более поздние процессы преобразования горных пород, в первую очередь закарстованность карбонатной толщи ордовика и силура, доломитизация известняков, перекристаллизация первичных доломитов и полиметаллическая минерализация.

В районе Сонда — Ульясте на площади около 200 *км*^{2} бурением выявлены структуры, описанные В. Пуура (1962) как район глыбовой прерывистой складчатости, где антиклинальные складки с амплитудой поднятия до 22 *м* (по кукрузескому горизонту среднего ордовика) имеют ядро, сложенное кристаллическими породами фундамента. Эти породы приподняты в куполах антиклиналей до 140 *м* по сравнению с нормальным залеганием. В плане такие брахискладки выделяются как структуры неправильно-овальной формы, размерами около 2 × 1 *км*, без определенной ориентировки. В породах кристаллического фундамента выявлены значительные нарушения, которые не переходят в толщу осадочных пород. Все же в пределах брахискладок и в осадочном чехле имеются признаки тектонических движений, в виде зон смятия глин и повышенной трещиноватости карбонатных пород.

В предглинтовой северо-восточной части Эстонии нередко наблюдаются поднятия верхов кембрийских и низов ордовикских слоев с амплитудой до 40 *м* и более. Бурением установлено, что амплитуда этих поднятий уменьшается с глубиной, и кристаллический фундамент в районах поднятий имеет нормальное залегание. О генезисе таких форм в настоящее время нет данных, возможно, что они обусловлены гляциодислокациями.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

На территории Эстонской ССР кристаллические породы архея и протерозоя не обнажаются, поэтому о характере и истории развития этой территории в допалеозойское время имеются очень скудные сведения. Кристаллический фундамент слагают главным образом архейские и нижнепротерозойские гнейсы, в меньшей мере гранитоиды, кристаллические сланцы и габбро.

Для архея характерны интенсивная складчатость и глубокий метаморфизм пород с превращением их в гнейсы. С ранним протерозоем связана фаза гранитизации пород. В протерозое также происходило внедрение многочисленных интрузий основной и кислой магм.

Перед накоплением палеозойских осадочных отложений в течение длительного периода поверхность кристаллического фундамента подвергалась денудационным процессам и выветриванию. Поэтому рельеф фундамента — неровный, древняя кора выветривания местами имеет значительную мощность.

Из структур кристаллического фундамента наиболее древним является Центрально-Эстонское поднятие, образование которого происхо-

дило явно в допалеозойское время. Также к допалеозойским структурным формам следует отнести куполовидные поднятия в районе Ульясте, формирование которых продолжалось и в палеозое.

Погружение охватило Прибалтику в начале вендского периода. Характер вендских отложений указывает на прибрежные условия осадконакопления. Центрально-Эстонское поднятие (вероятно, в виде полуострова) вендский бассейн разделяло на две части, в которых условия осадконакопления были различными (Московский и Лифляндский бассейны). Морские условия продолжались на территории Эстонии и в нижнекембрийскую эпоху, причем трансгрессии моря неоднократно сменялись регрессиями, вследствие чего в течение вендского и кембрийского времени было несколько седиментационных циклов.

Наличие всех свит вендского комплекса и кембрия в пределах Локноского поднятия указывает на начало формирования этой структуры в вендское время, причем поднятие в это время имело относительно плавный и медленный характер.

Характер пород пиритаского горизонта (волноприбойные знаки, трещины усыхания и местные размывы) указывает на то, что процесс осадконакопления протекал в условиях мелкого моря. Такие условия сохранялись и при образовании тискреской свиты. Затем на территории Эстонии наступил длительный континентальный период, охватывающий средний и поздний кембрий.

Осадконакопление возобновилось в начале ордовикского периода. Трансгрессия первоначально была кратковременной, на что указывает размытая поверхность диктионемовых сланцев, но затем следует уже длительное погружение территории под уровень моря. Фактически устойчивый морской режим существовал до конца силура. Эпейрогенические движения вызывали в отдельные периоды обмеление моря, например — в конце среднего ордовика (оандуское время) и в конце верхнего ордовика (пиргуское и поркунинское время). В силуре продолжалось поднятие Балтийского щита, что проявлялось в постепенном сокращении силурийского бассейна. Сокращение его с юга в свою очередь связано с дальнейшим развитием Локноского поднятия. Регрессия моря в силуре завершается полным отступанием его к началу позднего лудлова.

Вся территория Эстонии на протяжении раннего девона и эйфельского века оставалась сушей. В это время (связанное с каледонской складчатостью) тектонические движения привели к образованию нарушений (зоны трещиноватости, сбросы). Новая трансгрессия моря в среднедевонскую эпоху вызвала отложение пярнуских и наровских слоев. В начале тартуского времени регрессия привела к установлению прибрежно-континентального режима.

В позднем девоне здесь происходила неоднократная трансгрессия, но уже с начала фаменского века вся территория Эстонии окончательно освободилась от моря и наступил длительный континентальный режим, охвативший поздний палеозой, мезозой и кайнозой. С дочетвертичного времени начинается уже формирование современного рельефа. Тектонические движения более позднего времени не меняют общую структурную картину. Их влияние главным образом ограничивается только изменениями амплитуд поднятий и сбросовых нарушений. С последевонскими процессами следует связывать и проявление полиметаллической минерализации в тектонически нарушенных зонах, а также вторичные изменения пород (вторичная доломитизация).

Интенсивные эрозионные и денудационные процессы привели к смыву значительной части палеозойских отложений и к образованию

глубоких древних долин. Кроме того, они способствовали развитию в карбонатных породах карстовых процессов.

В четвертичный период литолого-фациальная неоднородность и влияние неотектонических движений обусловили образование (в результате длительной денудации) своеобразного структурно-денудационного куэстообразного рельефа. В течение нижнего и среднего плейстоцена территория республики подвергалась по меньшей мере двукратному оледенению. Исчезновение покрова материкового льда последнего оледенения происходило неравномерно. На общем фоне отступления ледника неоднократно повторялись стадиальные продвижения льда, в результате чего образовались разнообразные ледниковые, водно-ледниковые и озерно-ледниковые отложения и формы рельефа.

В голоцене геологическое развитие территории продолжалось в основном под влиянием континентальных процессов и протекало в условиях, когда площадь суши постепенно увеличивалась за счет отступания моря: Существенного осадконакопления в голоцене не произошло. Эрозионно-денудационные процессы лишь незначительно изменили ледниковый рельеф, сгладив его отдельные формы.

ИСКУССТВЕННЫЕ ФАКТОРЫ

В связи с ростом экономики и увеличением численности населения, особенно городов в районе северной Эстонии, немаловажную роль в формировании и расчленении подземных вод приобретают искусственные факторы. Таким фактором, приводящим к изменению естественных гидрогеологических условий, является, в частности, понижение уровня грунтовых вод. Оно происходит: 1) в районах значительной их эксплуатации для целей водоснабжения и при разработке месторождений полезных ископаемых путем шахтного и карьерного водоотлива; 2) при мелиорации сельскохозяйственных угодий.

Ниже вкратце приводится более детальная характеристика влияния указанного фактора на природную обстановку в различных сферах деятельности человека.

Под влиянием длительной эксплуатации подземных вод на водозаборных участках в большинстве случаев наблюдается существенное изменение естественного гидрогеологического режима. В связи с этим на участке водозаборных сооружений возможно: 1) перераспределение подземного стока в водоносном горизонте, за счет которого может нарушаться баланс питания действующего водозабора; 2) вовлечение в сферу влияния водозаборов дополнительных эксплуатационных запасов подземных вод, ранее не учтенных при естественном гидрогеологическом режиме; 3) дренирование подземных вод из соседних, близко расположенных водоносных горизонтов; 4) резкое изменение (увеличение) величины годовой амплитуды колебания уровня подземных вод и, наконец, 5) высвобождение упругих запасов подземных вод, особенно при больших снижениях напоров в глубоких пластах, что может привести к резкому изменению дебитов водозаборных сооружений.

Не останавливаясь на трудностях, связанных с подъемами воды с больших глубин (свыше 100 *м*), необходимо учесть возможность осадки поверхности земли при значительных сработках напоров на больших площадях. Иной гидрогеологический режим при длительной эксплуатации водозаборов может привести даже к ухудшению качества воды. Это может произойти за счет вовлечения в эксплуатацию морских соленых вод (прибрежные районы республики), а также за счет загрязнения их.

При проходке горных выработок основным типом искусственного воздействия на природную обстановку является местная разгрузка, нарушающая гидрогеологический, газовый и тепловой режим В результате этого возникают: повышенное горное давление (проявляющееся в виде деформации крепи и вспучивании почвы и кровли выработок) и текучесть глинистых разностей пород. При подработке различных водных горных объектов (рек, озер и водоемов) в выработки поступают дополнительные притоки, которые нарастают по мере уменьшения расстояния между источником питания и водоприемником — забоем выработки. В конечном счете, при значительных статических запасах подземных или поверхностных вод или при неограниченных условиях их восполнения горные выработки могут оказаться затопленными. Это могло иметь место, в частности, на шахте № 8 Эстонского сланцевого месторождения при условии дальнейшего приближения ее в процессе разработки к древней погребенной долине Вазавере, обладающей значительной водообильностью. Анализ имеющихся в практике случаев подработки поверхностных водотоков и водоемов, а также водообильных горизонтов показывает, что в данном случае решающее значение имеет не столько величина кратности (соотношения мощностей вырабатываемого пласта и перекрывающего толщу пород), сколько литологический состав экранирующих пород, предопределяющий ее водопроводимость.

При количественной оценке водопритоков к горным выработкам помимо естественных условий большое значение приобретают и искусственные факторы, вызывающие возможные изменения водопроницаемости пород, и изменение характера потока в результате водоотлива из системы горных выработок.

Для успешного хозяйственного использования земли и получения высоких урожаев, кроме социально-экономических условий, необходима также соответствующая физико-географическая обстановка (климатическая, почвенная, гидрогеологическая и пр.).

Глава III

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ, ГОРИЗОНТОВ И ВОДОУПОРНЫХ ТОЛЩ

Под гидрогеологической стратиграфией понимается расчленение разреза той или иной территории на водоносные и водоупорные толщи, различные по мощности и распространению, заметно отличающиеся в гидрогеологическом отношении и находящиеся в определенном соподчинении.

В отличие от обычного стратиграфического расчленения, при гидрогеологическом расчленении разреза территории республики в основу брался литологический состав водоносных пород, гидродинамические и гидрохимические характеристики тех или иных толщ и их фильтрационные свойства, определяющие водообильность. В связи с этим границы некоторых гидрогеологических подразделений не совпадают со стратиграфическими (например, северо-восточная граница швентойско-тартуского водоносного комплекса).

В основу гидрогеологической стратификации, применяемой в настоящем томе, положена легенда геологических карт дочетвертичных и четвертичных отложений Прибалтийской серии, утвержденная НРС ВСЕГЕИ в 1962 г.

По литологическому признаку водоносных пород осадочный чехол подразделяется на пять толщ (табл. 11): 1) четвертичная песчано-глинистая; 2) верхнедевонская карбонатная; 3) верхне- и среднедевонская песчано-глинистая; 4) силуро-ордовикская карбонатная; 5) ордовикско-вендская песчано-глинистая.

В каждой толще выделяются комплексы и как более мелкие самостоятельные таксономические единицы — горизонты. Под водоносным комплексом подразумевается толща невыдержанных в плане и разрезе по фациально-литологическому составу и резкой изменчивости гидрогеологических свойств водоносных пород. Среди этой толщи на данной стадии изученности не представляется возможным выделить отдельные горизонты (например, в швентойско-тартуском водоносном комплексе). Водоносные комплексы расчленяются на водоносные горизонты, которые приурочиваются к одному (например, пярнуский) или нескольким чередующимся в пределах какого-либо стратиграфического подразделения регионально выраженным пластам (например, кембро-ордовикским, обладающим сходными фациально-литологическими и гидрогеологическими особенностями).

Водоносные комплексы и горизонты подразделяются на водоносные подгоризонты, слои, пласты, линзы и другие формы залегания

Таблица 11

Схема гидрогеологической стратификации Эстонии

Номера этажей подземных вод	А. Луха, 1946 г.	А. И. Верте, 1953—1960 гг.			В. Н. Архангельский, 1946—1952 гг.	Схема, принятая в настоящей монографии		
	Приурочеиность	Водоносные комплексы	Водоиосные горизонты	Водоносные подгоризонты	Водоносные горизонты и комплексы (Применительно к территории Эстонии и прилегающей к ней Ленинградской области)	Толща	Водоносные	Водоупориые
I	Грунтовые воды поверхностных отложений: флювногляциальных аллювиальных ледниковых озерно-ледниковых	Четвертый водоносный комплекс	Воды болотных Воды дюнных песков Воды озерных и морских Воды аллювнальных Воды ледниковых и озерно-ледниковых: надмореиных водио-ледиикових подморенных водно-ледниковых водио-ледниковых древних (погребеиных) долин озерно-ледниковых Воды ледниковых отложеиий Холмисто-морениых образований Моренных равнин		Водоносный комплекс четвертичных отложений	Четвертичная песчано-глинистая	Водоносный комплекс четвертичных отложений Воды отложений: болотных эоловых аллювиальных современных озерных морских флювиогляциальных лимногляциальных ледниковых водно-ледниковых (нерасчлененные аллювиальные, флювиогляциальные и лимногляциальные)	
II	II—а Горизонт верхне-девонской толщи	Девонский карбонатный с пластовыми трещинно-карстовыми водами	Псковско-чудовский водоносный горизонт ($D_3^{c}d$ — sn)	—	Верхнедевонский водоносный горизонт (снетогорско-бугерский комплекс в Ленинградской области)	Верхнедевонская карбонатная	Саргаевский комплекс (D_3sr)	—

	II — а Горизонт „old Red“	Девонский, песчано-глинистый, с пластовыми трещинно-поровыми водами	Вастселийнаский (D_3am)	—	Среднедевонский водоносный горизонт (лужско-подснетогорский комплекс в Ленинградской области	Верхне-среднедевонская песчаио-глинистая	Швентойско-тартуский комплекс ($D_{3+2}šv$ — tr)	(Локальные водоупорные прослои)
			Пиузаский (D_3gj)	Верхний Нижний				
			Хельмеско-выхандунский (D_2br)	Выхандунский Кооркюлаский Хельмеский				
			Тартуский (D_2br — ar)	Хярмаский Тарвасту-Мялетвеский Пайстуский Вильянди-Тартуский				
	II — е Горизоит Пярну — Навести (Нарва)		Пярну-наровский (D_2nr — pr)	Наровский (D_2nr) Пярнуский (D_2pr)	Пярну-наровский водоносный горизонт (в Ленинградской области — Наровский)		Пярнуский горизонт (D_2pr)	Наровская водоупорная спорадически обводненная толща (D_2nr)
III	Подземные воды ордовикско-силурийской толщи	Ордовикско-силурийский карбонатный, с пластовыми трещинно-карстовыми водами	Верхний силурийский (сааремааский S_2oh — S_1jn)	Верхний (S_2oh — kg) Средний (S_2pd — kr) Нижний (S_2kr — S_1jg)	Силурийский водоносный горизонт (комплекс), распространенный только в Эстонии	Силурийско-ордовикская карбонатная	Силурийский комплекс (S)	Локальные водоупорные прослойки
			Нижний силурийский (S_1pk — O_2vs)					
			Верхний ордовикский (S_1pk — O_2vs) Нижний ордовикский (O_2kl — O_1vl)	Верхний (S_1pk — O_3vr) Нижний (O_3nb — O_2vs) Верхний (O_2kl — kk) Нижний (O_1as — vl)	Ордовикский водоносный горизонт (комплекс)		Ордовикский комплекс — в северной и центральной части Эстонии (O_3vr — O_1kn)	Ордовикская водоупорная толща в южной части (O_{3-1}) Нижнеордовикский водоупорный горизонт северной и центральной части (O_1kn — pk)

Продолжение табл. 11

Номера этажей подземных вод	А. Луха, 1946 г.	А. И. Верте, 1953—1960 гг.			В. Н. Архангельский, 1946—1952 гг.	Схема, принятая в настоящей монографии		
	Приуроченность	Водоносные комплексы	Водоносные горизонты	Водоносные подгоризонты	Водоносные горизонты и комплексы (Применительно к территории Эстонии и прилегающей к ней Ленинградской области)	Толща	Водоносные	Водоупорные
IV	Подземные воды между кембрийскими синими глинами и диктионемовыми сланцами	Кембрийский, песчаный, с пластовыми трещинно-поровыми водами	Кембро-ордовикский (O_1pk — Cm_1pr)	—	Кембро-ордовикский водоносный горизонт	Ордовикско-вендская песчано-глинистая	Кембро-ордовикский горизонт (O_1pk — Cm_1pr)	
V	Подземные воды под кембрийскими синими глинами		Нижнекембрийский (Cm_1)	Верхний (Cm_1lm) (в северо-восточной части Эстонии) Нижний (Cm_1gd)	Нижнекембрийский: Гдовский водоносный горизонт, надляминаритовый водоносный горизонт		на западе: Кембро-вендский нерасчлененный комплекс (Cm_1lm — Vgd)	
							на востоке: Ломоносовский горизонт (Cm_1lm)	Лонтоваская водоупорная толща (Cm_1ln)
							на востоке: Гдовский горизоит (Vgd)	Котлинская водоупорная толща (Vkt)
VI						Кристаллический (фундамент)	Протерозойско-архейский водоносный комплекс (Pt + A)	Локальные водоупорные прослойки

водоносных пород, являющиеся элементами гидрогеологического разреза, применительно к более мелким площадям распространения. При выделении водоносных толщ комплексов, горизонтов и прочих единиц наименование их связывается со стратиграфической принадлежностью водоносных горизонтов, в последовательности залегания их «сверху вниз». В качестве отклонения от указанного принципа оставлено название кембро-ордовикского водоносного горизонта, как укоренившегося в Эстонии и на прилегающих соседних территориях.

Для сопоставления в табл. 11 приведены схемы гидрогеологической стратификации. Кроме указанных в таблице авторов, решением вопросов региональной гидрогеологии занимались В. А. Селиванова (1946), Г. П. Синягин (1948), М. А. Гатальский (1948) и др. В целом ранее применяемые схемы гидрогеологического расчленения разреза принципиальных отличий от схем настоящего тома не имеют.

Наиболее детально разработана схема А. И. Верте (1960). Однако при обобщении фактического материала не всегда удавалось подтвердить наличие того или иного водоносного горизонта, а также оконтурить площади их распространения.

Применяемая в настоящем томе стратификация гидрогеологического разреза четвертичных и дочетвертичных отложений составлена на основании легенды гидрогеологических карт Прибалтийской серии, утвержденной ВСЕГИНГЕО в 1964 г.

При описании водоносных комплексов и горизонтов характеризуются их условия залегания, мощность, литолого-фациальная изменчивость по площади и разрезу, приводятся основные гидрогеологические параметры — дебиты, водопроводимость, коэффициенты фильтрации, а также гидрохимическая характеристика и режим подземных вод. При этом необходимо оговорить, что наблюдательная сеть для изучения режима подземных вод в естественных условиях только что начала развиваться. Поэтому имеющиеся немногочисленные точки не позволяют с достаточной полнотой судить об общих закономерностях формирования подземных вод как отдельных водоносных комплексов, так и в целом всей водоносной толщи платформенного чехла. Кроме того, часто вновь организованные наблюдательные точки через непродолжительное время закрывались по причине либо недостаточной изоляции изучаемого водоносного горизонта от выше- и нижележащих толщ или поверхностных вод (на что указывают непоказательные графики режима), либо по техническим причинам, либо в силу увеличения эксплуатации и последующего нарушения естественного режима подземных вод.

За основу составления сводки по режиму подземных вод взяты наблюдательные точки, имеющие более чем годичный цикл наблюдений. Количество наблюдательных точек регионального поста, организованного на базе режимной сети Института геологии АН ЭССР (А. Верте) и Кембрийской станции (Гасс П. М. и др.) составляет около 35, в том числе по отдельным водоносным комплексам и горизонтам: швентойско-тартуский водоносный комплекс — 3; пярнуский (совместно с силурийским) комплекс — 3; силурийский водоносный комплекс — 4; ордовикский водоносный комплекс — 12; кембро-ордовикский водоносный горизонт — 4; нижнекембрийский водоносный комплекс — 12 точек.

Проведенные исследования, однако, показывают, что только создание совмещенной гидролого-гидрогеологической региональной режимной сети будет способствовать выяснению закономерностей формирования подземных вод, а соответственно, выяснению их народнохозяйственного значения как в качественном, так и в количественном отношении.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В четвертичных отложениях, имеющих на территории республики почти повсеместное распространение, выделяются генетические типы: болотные, эоловые, аллювиальные, озерные, морские, флювиогляциальные, лимногляциальные, ледниковые и водно-ледниковые внутри- и межморенные. Соответственно выделяются и водоносные горизонты в комплексе четвертичных отложений. Как следует из прилагаемой к настоящему тому гидрогеологической карты четвертичных отложений, наибольшее площадное распространение имеют залегающие обычно на палеозойских породах ледниковые осадки, а также морские, лимногляциальные и болотные отложения. Последние в большинстве случаев залегают на ледниковых образованиях, однако иногда имеет место и их непосредственное залегание на палеозойских породах. Под водами морских отложений в данном случае и при дальнейшем описании подразумеваются воды отложений различных стадий развития Балтийского ледникового озера и моря (собственно морских и озерно-морских), начиная от современной и включая лимниевую, литориновую, анциловую, балтийскую, иольдиевую и другие стадии развития.

Воды ледниковых отложений наиболее распространены в центральной и юго-восточной частях Эстонии, причем в центральной Эстонии эти отложения, приуроченные к ордовикско-силурийскому плато, имеют незначительную мощность (до 5 *м*). В ледниковых отложениях воды приурочены к отдельным прослоям и линзам песчаных и супесчаных разностей. Поэтому они имеют спорадическое распространение (на карте оконтурена площадь локального распространения обводненных ледниковых и местами лимногляциальных отложений). Воды лимногляциальных отложений развиты преимущественно в восточных и центральных частях территории республики. Воды флювиогляциальных отложений распространены в различных частях территории Эстонии в виде отдельных пятен или изолированных островков. Воды морских отложений широко развиты вдоль побережья Рижского и Финского заливов, в районе Чудского озера и левобережья р. Нарвы. Воды эоловых и аллювиальных отложений развиты на ограниченных площадях: первые — отдельными пятнами вдоль побережья Финского и Рижского заливов, вторые приурочены к древним и современным речным долинам. Болотные отложения широко распространены по всей территории в виде различных по величине массивов. Водно-ледниковые внутри- и межморенные отложения на территории Эстонии встречаются преимущественно в южной ее части. Ввиду отсутствия достаточного количества данных, оконтуривание их на данном этапе исследований не произведено.

Общая мощность четвертичных отложений на территории Эстонии колеблется в широких пределах: на равнинах в северной части республики и на островах в большинстве случаев в пределах от 1 до 5—10 *м*, на участках холмисто-моренного рельефа — до 20 *м*. Нередко встречаются альварные участки, где четвертичные отложения отсутствуют и на поверхности обнажаются карбонатные породы ордовика и силура. В южной части Эстонии, где палеозойские породы представлены песчано-глинистыми разностями, мощность четвертичного покрова составляет 5—50 *м*, в пределах же Саадъярвского друмлинового поля 90 *м* и холмисто-моренного рельефа Отепя и Хаанья 100—150 *м*. Большая мощность четвертичных отложений (до 200 *м*) отмечается также в древних погребенных долинах, широко распространенных как в северной, так и в южной Эстонии и на островах (рис. 9).

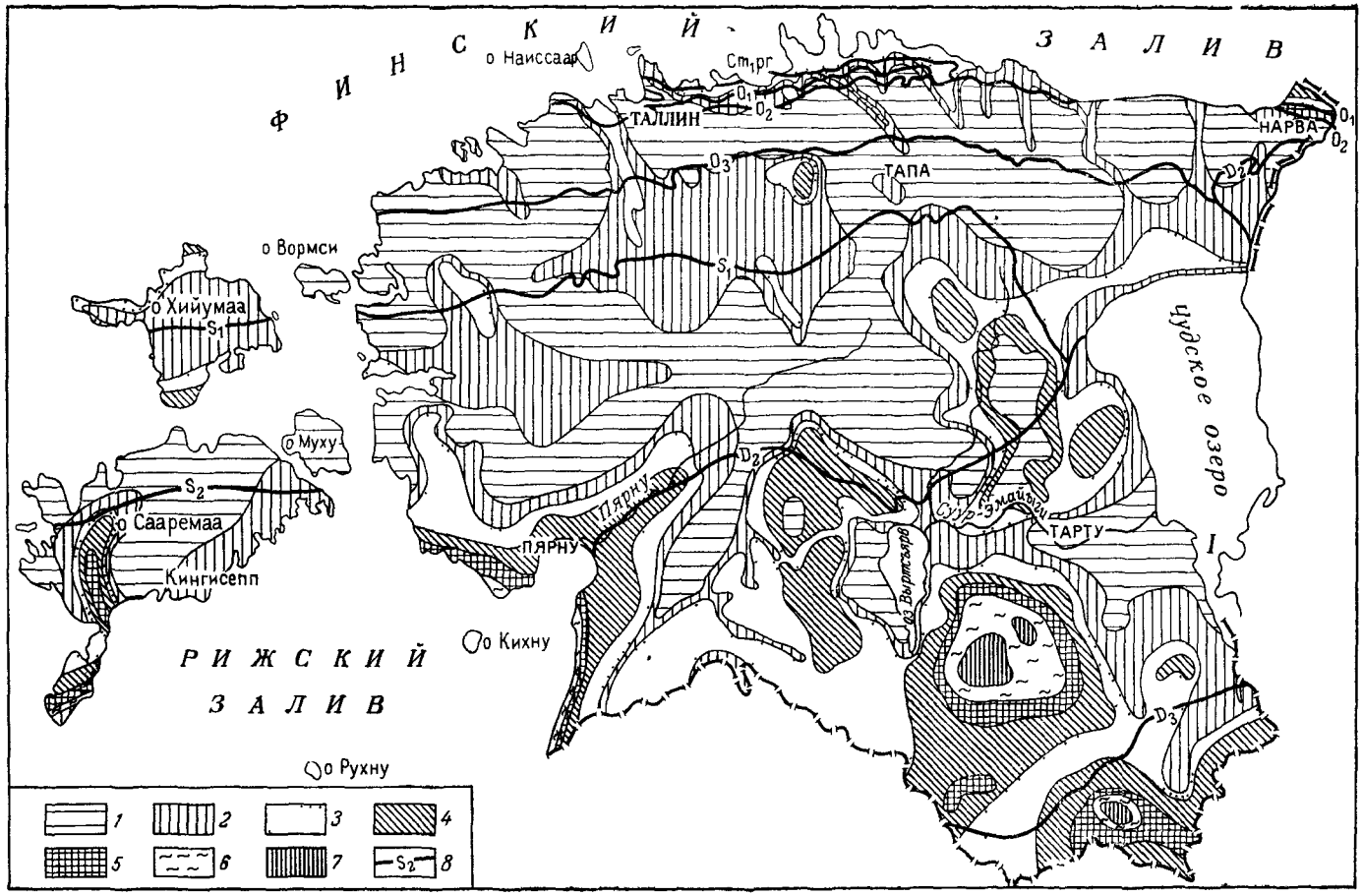


Рис 9 Схематическая карта изменения мощностей четвертичных отложений

1 — менее 5 *м* *2* — от 5 до 10 *м* *3* — от 10 до 20 *м* *4* — от 20 до 40 *м*, *5* — от 40 до 60 *м* *6* — от 60 до 80 *м*, *7* — более 80 *м*, *8* — геологическая граница отдела и индекс

Таким образом, первый от поверхности водоносный горизонт грунтовых вод на территории Эстонии представлен гидравлически связанными водами различных генетических типов четвертичных отложений, образующих единый водоносный комплекс.

Ниже приводится более подробная характеристика вод четвертичных отложений по выделенным генетическим типам последних.

Воды болотных отложений (pQ_{IV}). Болотные отложения и связанные с ними воды распространены отдельными массивами по всей территории Эстонии. Особенно крупные массивы: в западной Эстонии — Майма-раба, Вылла-раба, Кикипера-раба, Суур-соо, Куресоо-раба, Кареда-раба (на о. Сааремаа); в восточной Эстонии — Мурака-соо, Ратва, Кырге-соо, Мусталадва-соо. Болотные отложения представлены торфом низинного и верхнего типов, реже сапропелем. Подстилаются торфяные залежи обычно лимногляциальными глинами, на западе — морскими песками и лишь в юго-восточных частях республики — местами ледниковыми отложениями. Песчаные разности подстилающих пород обеспечивают гидравлическую взаимность болотных вод с водами нижележащих горизонтов. Мощность болотных отложений колеблется в широких пределах от 0,5 до 15 *м*.

Воды болотных отложений имеют свободную поверхность. Уровень воды залегает на глубине от 0,1 до 3 *м*, обычно на глубине 0,1—1,5 *м* (табл. 12). Минимальная глубина уровня воды наблюдается на низинных болотах, а также в краевых частях верховых болот, на которых прослеживается слабый уклон зеркала грунтовых вод в сторону краевых частей болот. Весной в половодье уровень грунтовых вод часто совпадает с поверхностью земли, а в засушливый период он понижается на 0,5 *м* и более.

Коэффициент фильтрации болотных отложений составляет 0,3—1,0 *м/сутки*. Водообильность их чрезвычайно слабая, дебит скважин обычно от 0,01 до 0,1 *л/сек*.

Родники известны в северо-западной и юг-юго-восточной частях территории Эстонии, где они местами встречаются целыми группами с суммарным дебитом от 0,5 до 4 *л/сек*. Не исключена принадлежность последних к выходам напорных вод нижележащих водоносных горизонтов.

По химическому составу воды болотных отложений преимущественно гидрокарбонатные натриевые или магниево-кальциевые, изредка сульфатные натриево-кальциевые или хлоридные кальциево-магниевые (крайняя северо-восточная часть республики); обычно пресные или ультрапресные с минерализацией до 0,1 *г/л*, в редких случаях 0,2—0,4 *г/л*; мягкие и очень мягкие, с общей жесткостью 0,2—0,5 *мг/экв*; pH составляет 4,3—5,7. Воды болотных отложений богаты гуминовыми кислотами, обладают болотным привкусом и иногда запахом сероводорода, имеют желтоватый цвет.

Питание болотных вод происходит главным образом за счет атмосферных осадков, местами — подтоком напорных вод нижележащих отложений. Последнее подтверждается наличием родников на болотах и в их краевых частях, например, родники на болотах в районе оз. Выртсъярв.

Воды болотных отложений по санитарно-гигиеническим и бактериологическим показателям не могут быть рекомендованы для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Воды эоловых отложений (eol Q_{IV}). На гидрогеологической карте воды эоловых образований (ввиду их ограниченного распространения) не выделены и условно объединены с водами морских отложений. Эоло-

вые осадки представлены мелкозернистыми, хорошо отсортированными песками мощностью от 2 до 16 *м* и обычно слагают возвышенные участки рельефа — холмы и дюны вдоль побережья Рижского залива, северного и западного побережья Чудского озера, западного побережья и центральных частей о. Хийумаа.

В западной Эстонии эоловые отложения залегают преимущест-

Таблица 12

Воды болотных отложений

Местоположение водопунктов	Мощность болотных отложений, *м*	Уровень воды, *м*	
		от поверхности земли	в абс. отметках
Пагусоо, северо-восточнее г. Раквере	2,59	0,8	69,7
Лоха, южнее г. Кохила . .	4,2	2,0	54,0
Тапику, западнее г. Йыгева	1,5	1,5	78,5
Йыгева	0,4	0,2	74,8
Мыра, северо-восточнее г. Йыгева	1,6	0,1	84,9
Кивиярве, восточнее г. Йыгева	1,15	1,0	84,0

венно на морских песках, в средней и восточной частях — иногда на лимногляциальных суглинках. В тех местах, где эоловые пески подстилаются морскими, нижний водоупор отсутствует, и воды эоловых отложений непосредственно связаны с водами нижних горизонтов. Воды — безнапорные. В районе Чудского озера уровень грунтовых вод

Таблица 13

Воды эоловых отложений

Водопункты	Мощность водовмещающих пород, *м*	Уровень воды от поверхности, *м*	Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*
Ристна, о. Хийумаа . .	2,0+	1,15	—	—
Омеду, р-н Чудского озера	Нет сведений	1,54	0,06	0,85
Выгана, р-н Чудского озера	То же	2,69	0,02	0,23
Самольница, р-н Чудского озера	„ „	2,51	0,02	0,60

эоловых отложений залегает на глубине от 1,5 до 2,7 *м*, в среднем 2,5 *м* (абс. отм. 30—31 *м*), на о. Хийумаа — от 0,75 до 2,2 *м*, в среднем 0,9 *м*.

Данные о коэффициенте фильтрации эоловых песков отсутствуют, но их гранулометрический состав свидетельствует о достаточно хороших фильтрационных свойствах (общее содержание глинистых и пылеватых фракций всего лишь порядка 0,1—2,3%, в среднем около 1%). Некоторые данные о водоносности эоловых образований приведены в таблице 13.

По результатам откачек из немногочисленных колодцев дебит их колеблется от 0,02 до 0,06 *л/сек* при понижениях уровня воды менее 1 *м*.

Химический состав вод эоловых отложений не изучен. По литературным данным в районе Чудского озера известны мягкие гидрокарбонатные магниевые воды с общей жесткостью 1,5—1,8 *мг/экв*.

Питание вод эоловых песков происходит путем инфильтрации атмосферных осадков, частично во время нагонных явлений, за счет подтока вод морских отложений.

Воды аллювиальных отложений (al Q_{IV}—Q_{III}). Аллювиальные отложения и связанные с ними воды приурочены к долинам современных и древних рек. К самым крупным современным рекам на территории Эстонии относятся Суур-Эмайыги, Пярну и Казари со всеми своими притоками. Аллювиальные отложения представлены песками, супесями, суглинками и глинами или переслаиванием всех перечисленных разностей пород. Пески — мелко- и среднезернистые, реже крупно- или разнозернистые. Пески и супеси часто содержат в том или ином количестве гравийно-галечный материал, нередко с присутствием прослоев глины. Местами пески и супеси сильно заиленные.

Обычно аллювиальные отложения залегают с поверхности и лишь на отдельных участках — под торфяниками. По долинам рек северной Эстонии они подстилаются в низовьях кембрийскими терригеиными породами, южнее ордовикскими и силурийскими известняками, а в южной Эстонии — лимногляциальными и ледниковыми отложениями. Мощность аллювиальных отложений колеблется от 0,5 до 10 *м* (р. Суур-Эмайыги), в среднем 1—5 *м*. Некоторые гидрогеологические характеристики аллювиальных отложений приведены в табл. 14.

Таблица 14

Воды аллювиальных отложений

Водопункты	Мощность водовмещающих пород, *м*	Уровень воды от поверхности земли, *м*	Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*
Вайла, р. Вяаиа	2,25+	1,25	0,075	0,6
Соодла, р. Ягала	1,9+	1,9	0,067	0,4
Ару, р. Клоостри . . .	2,2+	1,0	0,16	0,4
Васкнарва, р. Нарва . .	Нет сведений	0,93	0,38	0,50
Пайде, р. Пайде	2,5+	1,0	0,008	1,05
Вески, р. Пярну	Нет сведений	6,0	—	—
Кабина, р. Суур-Эмайыги	То же	0,70	—	—
Кяркна, р. Суур-Эмайыги	„ „	1,20	0,087	1,2
Пикасилла, р. Вяйке-Эмайыги	„ „	1,05	—	—
Сянна, р. Пярлийыги .	2,5+	3,50	0,14	0,80
Сангури, р. Мустйыги .	2,05+	1,70	0,01	0,80

Воды аллювиальных отложений — безнапорные, с уклоном в сторону реки. Они залегают в зависимости от рельефа местности на глубине от 0,1 до 5 *м*, преобладающая глубина порядка 0,1—2,0 *м* (Делескевич, 1947). Уровенный режим вод аллювиальных отложений в основном зависит от режима реки. В паводковый период наблюдается значительный подъем уровня грунтовых вод, в межень — спад. Питание грунтовых вод аллювиальных отложений происходит за счет атмосферных

осадков, речных вод во время подпора в паводковый период и подтока из других водоносных горизонтов; разгрузка осуществляется в речную сеть.

Значительное колебание коэффициента фильтрации отложений колеблется от 0,1 до 18 *м/сутки*. Это объясняется, по-видимому, невыдержанностью их гранулометрического состава и различным содержанием в них глинистых частиц. Дебит скважин и колодцев в аллювиальных отложениях, по результатам кратковременных откачек, составляет 0,008—0,38 *л/сек*. Средний дебит колодцев составляет 0,02—0,1 *л/сек* при понижении уровня на 0,4—0,8 *м*.

По химическому составу воды аллювиальных отложений, преимущественно, гидрокарбонатно-кальциевые, иногда — магниевые (табл. 15). В районе возвышенности Сакала, в долине р. Тылла, встречены хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые или натриевые воды.

Таблица 15

Химический состав вод аллювиальных отложений

Водопункты	Содержание компонентов, *мг/л*						pH	Общая жесткость, *мг/экв*	Формула химического состава
	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-			
Вайла, р. Вяэна . . .	56	55	2	226	2	59	7,2	8,1	$M_{0,4}\frac{HCO_3\,69\ Cl\,31}{Ca\,51\ Na\,46}$
Соодла, р. Ягала . .	28	12		43	16	18	6,3	1,7	$M_{0,12}\frac{HCO_3\,45\ Cl\,33\ SO_4\,21}{Na\,67\ Ca\,33}$
Ару, р. Клоострн . .	23	70	13	331	1	21	6,3	12,4	$M_{0,64}\frac{HCO_3\,90}{Ca\,63}$
Пайде, р. Пайде . .	51	125	55	622	23	82	7,59	30,3	$M_{0,97}\frac{HCO_3\,94}{Ca\,70\ Na\,25}$
Сянна, р. Пярлнйыги	23	76	21	360	7	12	6,6	5,47	$M_{0,58}\frac{HCO_3\,92}{Ca\,56\ Mg\,21}$
Сангури, р. Мустйыги	4	98	29	439	10	1	6,8	7,26	$M_{0,6}\frac{HCO_3\,97}{Ca\,65\ Mg\,32}$

Минерализация вод аллювиальных отложений обычно не превышает 0,4 *г/л*, в отдельных случаях она достигает 0,6—1,0 *г/л* (в районе городов Пайде и Кунда). Воды умеренно жесткие и мягкие, с общей жесткостью от 1,7 до 12,9 *мг/экв* и только в колодце г. Пайде общая жесткость равна 30 *мг/экв* (объясняется поверхностным загрязнением). Отмечается присутствие свободной углекислоты, иногда агрессивной, содержание которой колеблется в пределах от 11 до 242 *мг/л*, чаще 40—80 *мг/л* (р. Раудна, в 14 *км* на северо-запад от г. Вильянди).

Возможное загрязнение вод аллювиальных отложений не позволяет использовать их в хозяйственно-питьевых целях без предварительной очистки. Практическое использование грунтовых вод также ограничивается в связи с незначительной площадью их распространения и слабой водообильностью горизонта.

Воды современных озерных отложений (eQ_{IV}). Современные озерные отложения и связанные с ними воды на территории Эстонской ССР имеют незначительное локальное распространение и встречаются на

отдельных небольших участках в районе побережий озер Чудского и Выртсъярв, по долинам рек Мустйыги и Пиуза, а также в юго-западной части республики по побережью Рижского залива.

Водовмещающими являются пески и супеси с прослоями глин. На восточном побережье оз. Выртсъярв озерные отложения представлены водоупорными сапропелями с прослоями песка мощностью 5—10 *см*. Общая мощность озерных отложений изменяется от 0,2 до 5,7 *м*. Залегают они первыми от поверхности и только иногда перекрыты торфяниками или аллювиальными отложениями.

В большинстве случаев воды современных озерных отложений гидравлически связаны с водами нижележащих толщ. Местами, однако, подстилающие их ледниковые отложения (морена) или реже лимногляциальные (глина) создают относительный водоупор.

Воды описываемых отложений безнапорные, обладают свободной поверхностью. Глубина залегания их уровня колеблется от 0,3—0,7 до 2,2 *м* (табл. 16).

Таблица 16

Воды озерных отложений

Водопункты	Мощность водовмещающих пород, *м*	Уровень воды от поверхн. земли, *м*	Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*
Оэла, 9 *км* северо-западнее г. Рапла . . .	1,85+	2,20	0,22	0,20
Тийрику, побережье Чудского озера	Нет сведений	0,73	0,06	1,23
Калури, на террасе оз. Выртсъярв	1,7+	0,80	0,01	0,5

Озерные отложения характеризуются слабой водообильностью, дебит колодцев колеблется от сотых долей до 0,1—0,2 *л/сек*. Коэффициент фильтрации пород составляет в районе оз. Выртсъярв 1,4 *м/сутки*.

По химическому составу воды озерных отложений, согласно данным пробы, взятой в районе пос. Оэла северо-западнее г. Рапла, являются пресными, гидрокарбонатными натриево-кальциевыми с минерализацией 0,56 *г/л* (табл. 17). Наличие в воде нитритов, нитратов, аммиака и железа указывает на поверхностное загрязнение.

Питание описываемых вод происходит за счет атмосферных осадков и в меньшей мере — за счет подтока вод из вышележащих торфяников и аллювиальных отложений, а также из нижележащих водоносных горизонтов. Во время весенних и осенних паводков запасы их пополняются водами поверхностных водоемов — озер и рек. Разгрузка грунтовых вод происходит в местные эрозионные врезы.

Воды озерных отложений имеют незначительное практическое применение из-за небольшой площади их распространения и слабой водообильности.

Воды морских отложений (mIQ_{IV}). Условно называемые морские отложения, распространенные узкой полосой по побережью Рижского и Финского залива, представлены разнозернистыми песками, часто с гравием и галькой, местами с прослоями и линзами суглинков и супесей. По западному побережью в направлении от древних береговых валов к берегу моря наблюдается закономерная постепенная смена грубозернистого материала более мелкозернистым.

Таблица 17

Химический состав вод озерных отложений

Водопункты	Содержание компонентов, *мг/л*						pH	Общая жесткость, *мг/экв*	Формула химического состава
	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-			
Эску, северо-восточнее пос. Вызу	39	36	5	110	8	70	6,7	—	$M_{0,27}\frac{Cl\,50\ HCO_3\,46}{Ca\,46\ Na\,43}$
Вихула, северо-восточнее пос. Вызу	12	103	15	317	25	45	6,9	—	$M_{0,52}\frac{HCO_3\,75}{Ca\,74}$
Оэла, западнее г. Рапла	41	100	8	320	51	40	6,95	5,84	$M_{0,56}\frac{HCO_3\,71}{Ca\,67\ Na\,24}$
Пюсси, восточнее г. Кивиыли	164	135	38	134	376	211	6,4	—	$M_{1,06}\frac{SO_4\,50\ Cl\,36}{Na\,42\ Ca\,40}$
Копли, северо-восточнее г. Хаапсалу	19	78		220	1	21	8,45	10,9	$M_{0,35}\frac{HCO_3\,86}{Ca\,82}$

Залегают описываемые отложения первыми от поверхности и только в отдельных случаях перекрываются торфяниками, эоловыми и аллювиальными песками (долина р. Тянассильма). Нижним относительным водоупором для морских отложений служит морена, иногда глинистые лимногляциальные отложения (район бассейнов р. Пярну и р. Казари). Так как последние характеризуются невыдержанным распространением, то в местах отсутствия водоупорного слоя под водоносными морскими песками их воды сообщаются с водами нижележащих пород палеозоя. Местами в долинах рек северной части Эстонии описываемые отложения залегают на кембрийских породах. Мощность морских отложений колеблется в западной части Эстонии от 0,5 до 18,0 *м*, а в восточной — от 2 до 4 *м*. Глубина залегания от поверхности земли подошвы слоя водовмещающих пород соответствует в основном мощности описываемых отложений. Воды морских отложений имеют свободную поверхность и лишь на отдельных участках в самой северо-восточной и западной частях республики имеют местные незначительные напоры, благодаря наличию суглинистых и глинистых разностей в верхних слоях этих же отложений. Иногда они выходят на поверхность нисходящимися родниками (ст. Карузе, Пярнуский р-н; район оз. Охтья-ярв на о. Сааремаа; Сакля на о. Хийумаа). На о. Хийумаа наблюдается также самоизлив вод морских отложений в скважинах Терасте.

Глубина уровня воды от поверхности земли, в зависимости от рельефа местности, колеблется от 0,2 (район пос. Кыпу в юго-западной части республики) до 4,5 *м* (Пиуза на юго-востоке Эстонии), редко до 9,7 *м* (Техумарди на о. Сааремаа). Средняя глубина залегания уровня 1—3 *м* (табл. 18). Материалы опытных работ свидетельствуют о неравномерной водообильности морских отложений: дебит колодцев колеблется в пределах 0,001 (Лохусуу в районе Чудского озера) до 0,7 *л/сек* (Пыхври, северо-западнее г. Пярну) при понижении уровня менее 1 *м*. Дебит самоизливающихся скважин на о. Хийумаа составляет 0,34 (Терасте) *л/сек*. Дебит родника Сакля 3,2 *л/сек*.

Наиболее водообильными являются морские пески в западной части республики и на о. Вормси.

По химическому составу описываемые воды в основном гидрокарбонатные кальциевые. В центральной и северо-восточной частях республики, особенно в крупных населенных пунктах, встречаются хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые воды. Нередко повышенное содержание катионов натрия в воде объясняется, по-видимому, подтоком морских вод, как, например, в районе Матсалуского залива и пос. Вызу (табл. 19).

Таблица 18

Воды морских отложений

Водопункты	Мощность водовмещающих пород, *м*	Уровень воды от поверхн. земли, *м*	Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*
Верги, побережье Финского залива	3,6+	4,0	0,008	0,6
Терасте, о. Хийумаа	21,0	+1,0	0,34	—
			Самоизлив	
г. Кехра	2,55+	1,45	0,04	0,95
Сакля, о. Хийумаа, юго-восточнее г. Кярдла	—	—	3,22	—
Свийбн, о. Вормси	1,7+	2,60	0,12	0,35
Вейке, южнее г. Хаапсалу	1,45+	1,45	0,41	0,20
Пуру, в районе г. Хаапсалу	18,3	—	0,3	0,7
д. Эрмисту, западнее г. Пярну	5	0,5	0,27	0,40
Пыхврн, северо-западнее г. Пярну	5	1,0	0,72	0,30
Техумардн, о. Сааремаа, п-ов Сырве	2,10+	9,7	0,1	0,5
Кыпу, юго-западнее г. Пярну	5	0,2	0,02	0,3
Мыйзакюла, юго-восточнее г. Пярну	5	3,20	0,03	0,30
Аруметса, южнее г. Пярну	2,05+	3,00	0,03	0,20
Лийва, о. Сааремаа, севернее г. Кингисепп	1,25+	0,45	0,5	0,25

В западной и северо-западной частях республики вдоль побережья Рижского и частично Финского заливов ширина зоны, где проявляется влияние моря на грунтовые воды морских отложений, составляет примерно 1,5—2,0 *км*, на севере и северо-востоке вдоль побережья Финского залива — не превышает 0,5—1,0 *км*. На островах влияние моря на воды морских отложений наблюдается на участках низинного берега в зоне шириной 1,5—2,0 *км* и практически не проявляется на высоких побережьях. В воде часто присутствует растворенный углекислый газ в количестве 10—60 *мг/л*, а в районе Тори (северо-восточнее г. Пярну) количество свободного CO_2 достигает 249 *мг/л*. На органическое загрязнение воды местами влияет наличие нитритов (до 1,0 *мг/л*), нитратов (до 22,5 *мг/л*) и аммиака (до 0,5 *мг/л*). Признаки загрязнения наблюдаются, как правило, вблизи населенных пунктов.

Минерализация вод морских отложений невысокая и изменяется от 0,13 до 1,1 *г/л*, средняя величина ее 0,35—0,55 *г/л*. Воды мягкие и умеренно жесткие с общей жесткостью от 1,8 до 13,9 *мг/экв* и только на юго-западе жесткость достигает 20,6 *мг/экв*.

Таблица 19

Химический состав подземных вод морских отложений

Водопункты	Содержание компонентов, мг/л						pH	Общая жесткость, мг/экв	Формула химического состава
	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-			
Кулламяэ, побережье залива Колга, восточнее г. Таллина	17	40		140	4	17	6,7	5,8	$M_{0,22}\frac{HCO_3\,80}{Mg\,73\ Na\,27}$
Куузнку, севернее г. Кехра	12	58	1	169	22	11	7,06	8,4	$M_{0,27}\frac{HCO_3\,79}{Ca\,82}$
Верги, севернее побережья Финского залива	7	39		33	5	45	5,9	5,4	$M_{0,13}\frac{Cl\,56\ HCO_3\,24}{Mg\,91}$
Тапурла, северо-западнее п. Локса	58	34	10	153	35	67	6,3	7,1	$M_{0,36}\frac{HCO_3\,49\ Cl\,37}{Na\,50\ Ca\,34}$
Суур-Конью, западнее г. Силламяэ	1	123	32	183	78	139	—	—	$M_{0,57}\frac{Cl\,46\ HCO_3\,35}{Ca\,70\ Mg\,30}$
Мейссу, юго-западнее г. Пальдиски	34	74		332	1	35	7,2	14,0	$M_{0,5}\frac{HCO_3\,84}{Ca\,72\ Na\,23}$
Тулика, восточнее г. Пальдиски	27	84		388	н. с.	14	6,4	11,8	$M_{0,51}\frac{HCO_3\,94}{Mg\,86}$
Вити, восточнее г. Хаапсалу	16	82		226	1	24	8,45	11,5	$M_{0,35}\frac{HCO_3\,86}{Ca\,85}$
Ристи, восточнее г. Хаапсалу	8	108		323	1	14	7,7	15,1	$M_{0,45}\frac{HCO_3\,93}{Ca+Mg\,94}$
Кехра	104	115	54	634	54	112	7,24	28,6	$M_{1,09}\frac{HCO_3\,71}{Ca\,39\ Na\,31\ Mg\,30}$
Йыугу, южнее г. Кохтла-Ярве	16	147	31	549	16	43	7,16	9,87	$M_{0,81}\frac{HCO_3\,85}{Ca\,69\ Mg\,24}$
Свийби, о. Вормси	163	173		220	225	247	8,45	24,2	$M_{1,04}\frac{Cl\,46\ SO_4\,31\ HCO_3\,24}{Ca\,55}$
Торавере, юго-западнее г. Тюри	19	124	10	32	н. с.	43	8,5	14,67	$M_{0,44}\frac{HCO_3\,76\ Cl\,24}{Ca\,79}$
Консооя, юго-восточнее г. Вяндра	39	122	70	720	н. с.	64	7,1	11,8	$M_{1,02}\frac{HCO_3\,87}{Ca\,45\ Mg\,42}$
Техумардн, о. Сааремаа, п-ов Сырве	13	84	14	281	20	24	8,45	5,35	$M_{0,44}\frac{HCO_3\,81}{Ca\,70\ Mg\,20}$
Кыпу, юго-западнее г. Пярну	10	80	21	250	14	10	7,4	4,29	$M_{0,36}\frac{HCO_3\,88}{Ca\,54\ Mg\,37}$
Ныммкюла, юго-восточнее г. Пярну	84	82	72	600	85	75	6,95	10,1	$M_{1,0}\frac{HCO_3\,72}{Mg\,43\ Ca\,30\ Na\,27}$
Лангу, южнее г. Пярну	7	32	15	263	4	15	7,9	7,9	$M_{0,37}\frac{HCO_3\,89}{Na\,42\ Ca\,33\ Mg\,25}$
Пыхври, северо-западнее г. Пярну	42	120	22	366	42	61	8,65	7,86	$M_{0,65}\frac{HCO_3\,69\ Cl\,20}{Ca\,62}$

По химическому составу воды морских отложений в основном хорошего питьевого качества, но ввиду небольшой водообильности морских песков практическое значение описываемых вод незначительно.

Питание вод морских отложений происходит главным образом за счет атмосферных осадков, а также вод, перетекающих из болотных, озерных и лимногляциальных отложений. На отдельных участках возможно дополнительное питание вод морских отложений за счет нижележащих напорных вод палеозойских пород. Разгрузка их происходит в реки и озера, а также в Балтийское море.

Воды флювиогляциальных отложений ($fglQ_{III}$). Воды флювиогляциальных отложений приурочены к зандрам, камам, дельтам и озам, которые спорадически распространены преимущественно в юго-восточной, северо-западной и северо-восточной частях республики, а также на островах.

Озы сложены мелко-, средне- и крупнозернистыми песками, в которых нередко присутствует в виде линз и прослоев гравийно-галечный валунный материал. Гранулометрический состав их очень разнообразен даже в пределах одного и того же оза. Зандровые, камовые и дельтовые отложения тоже весьма разнозернистые, но в общем более мелкозернисты и менее отсортированы, чем озовые.

Флювиогляциальные отложения подстилаются преимущественно мореной, реже лимногляциальными глинами и морскими песками (в самых западных районах материковой части республики), а также палеозойскими породами — известняками и доломитами (в северо-восточной части республики). Мощность флювиогляциальных отложений колеблется от 1 до 40—60 *м* и более, особенно в районе развития древних погребенных долин.

Воды флювиогляциальных отложений обычно безнапорные. Местами в районах перекрытия их ледниковыми отложениями, обладают местным напором (Таллин, Тарту). Глубина залегания уровня грунтовых вод в северных, западных и юго-западных районах составляет 1—3 *м*, в восточной и юго-восточной частях 1—5 *м*. Максимальная глубина залегания уровня воды наблюдается в верхней части склонов и на вершинах гряд, минимальная — на равнине в нижней части склонов и у подножий озовых гряд. Самые верхние части озов, как правило, практически безводны. Нередко родники нисходящего типа выходят у подножий склонов и берегов рек. Уровенный режим вод флювиогляциальных отложений обычно непостоянен, наблюдаются сезонные колебания уровня с амплитудой в несколько десятков сантиметров.

Коэффициент фильтрации флювиогляциальных отложений в зависимости от гранулометрического состава песков и содержания в них глинистых частиц колеблется от 0,66 (Миловская, 1950) до 15,6 *м/сутки* (Гутникова, 1960).

Некоторые данные, характеризующие водоносность флювиогляциальных отложений, приведены в табл. 20. Кроме того, в местах большой мощности этих отложений, в частности в погребенных долинах, дебит скважин достигает значительных величин (около 1—5 *л/сек*).

Воды озов и дельтовых отложений в основном гидрокарбонатные кальциевые и магниево-кальциевые (табл. 21), иногда встречаются хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые воды. В воде обычно присутствует свободная углекислота, количество которой колеблется от 5,0 до 53,0 *мг/л*, а в районе возвышенности Сакала отмечена агрессивная углекислота в количестве 77,2—82,5 *мг/л*. На локальное загрязнение вод указывает наличие в воде нитритов (до 0,15 *мг/л*), нитратов (до 20 *мг/л*) и иногда повышенное содержание аммиака (до 0,3 *мг/л*). Мине-

рализация вод колеблется от 0,33 до 1,4 *г/л*, но обычно составляет 0,4—0,8 *г/л*. Воды, как правило, умеренно жесткие, иногда весьма жесткие с общей жесткостью до 33,2 *мг/экв* (Вао, северо-восточнее г. Пайде). Приведенные данные свидетельствуют о высокой водообильности, о хорошем питьевом качестве вод флювиогляциальных отложений и пригодности их для питьевого, хозяйственного и технического водоснабжения.

Таблица 20

Воды флювиогляциальных отложений

Водопункты	Мощность водовмещающих пород, *м*	Уровень грунтовых вод, *м*	Дебит, *л/сек*	Понижение, *м*
Кирдалу, севернее г. Кохила	1,8+	3,80	0,14	0,20
Хагуди, севернее г. Рапла	2,80+	3,20	0,11	0,20
Йнзаку, южнее г. Кохтла-Ярве . . .	н. с.	—	0,42	0,30
Кярде, северо-западнее г. Йыгева .	1,75+	1,05	0,288	0,50
Сапла, о. Сааремаа, северо-восточнее г. Киигисепп	8,5+	3,35	0,044	0,3
Каррамяэ, о. Сааремаа, северо-восточнее г. Кингисепп	2,35+	2,75	0,5	0,10
Пардузе, севернее г. Вильянди . . .	3	3,4	0,01	1,0
Алакюла, юго-восточнее г. Тарту . .	6	8,90	0,93	0,91
Тсиргупалу, южнее г. Выру	1,7+	2,85	0,26	0,35
Карисилла, юго-восточнее г. Ряпина .	2,1+	2,1	0,02	0,7

Питание вод флювиогляциальных отложений происходит главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, возможен подток из смежных и нижележащих водоносных горизонтов.

В паводковый период дополнительное питание за счет речных вод и отдельных озер (оз. Ульясте). Разгрузка вод осуществляется в местные эрозионные врезы (озера, реки) и Балтийское море.

Воды лимногляциальных отложений ($lgl\ Q_{III}$). Лимногляциальные отложения, к которым приурочен соответствующий водоносный горизонт, развиты в восточных и центральных частях территории республики (в районах городов Нарва, Кохтла-Ярве, Муствеэ, Калласте и далее на юг почти до Петсери, юго-восточнее пос. Кехра, западнее г. Тюри и в районе пос. Выхма и оз. Выртсъярв). Отдельные участки, главным образом камы, наблюдаются по всей восточной Эстонии и на о. Сааремаа.

Типичные лимногляциальные отложения представлены в основном ленточными глинами, а также суглинками, супесями и мелкозернистыми, редко среднезернистыми песками с примесью в виде линз и прослоев гравийного материала. Изредка в крупнообломочном материале встречаются гальки. Водоносными являются супесчаные и песчаные разности описываемых пород.

Отложения, слагающие камы, распространены в пределах зон краевых образований и представлены песками и супесями. Пески в основном мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые, обычно с редким включением гравия и гальки, иногда встречаются прослои сильно гравелистого песка.

Подстилаются лимногляциальные отложения обычно мореной, очень редко (в северо-восточной части Эстонии) палеозойскими породами — известняками и доломитами, залегают обычно с поверхности земли, изредко перекрываются болотными отложениями (торфом).

Таблица 21

Химический состав вод флювиогляциальных отложений

Водопункты	Содержание компонентов, *мг/л*						pH	Общая жесткость, *мг/экв*	Формула химического состава
	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-			
Ангерья, севернее г. Рапла	25	92	5	280	20	40	7,7	5,0	$M_{0,45}\frac{HCO_3\,75}{Ca\,75}$
Хагуди, севернее г. Рапла	13	40	28	240	8	25	7,9	4,3	$M_{0,33}\frac{HCO_3\,81}{Mg\,48\ Ca\,41}$
Кярде, северо-западнее г. Йыгева	5	107	6	341	25	16	7,24	36,4	$M_{0,52}\frac{HCO_3\,85}{Ca\,77}$
Пардузе, севернее г. Вильянди	26	124	25	403	40	35	7,1	7,3	$M_{0,65}\frac{HCO_3\,78}{Ca\,74}$
Пори, западнее г. Тарту	17	153	31	482	25	89	7,4	10,2	$M_{0,8}\frac{HCO_3\,72\ Cl\,23}{Ca\,70\ Mg\,23}$
Каявере, юго-восточнее г. Йыгева	5	102	18	354	16	27	7,1	6,6	$M_{0,52}\frac{HCO_3\,84}{Ca\,75}$
Руту, западнее г. Тырва	4	96	24	305	25	78	6,8	6,8	$M_{0,55}\frac{HCO_3\,65\ Cl\,29}{Ca\,62\ Mg\,26}$
Алакюла, юго-восточнее г. Тарту	54	142	19	561	38	35	7,7	8,66	$M_{0,85}\frac{HCO_3\,84}{Ca\,64\ Na\,21}$
Хяннке, западнее г. Выру	7	110	24	390	16	36	7,0	7,43	$M_{0,58}\frac{HCO_3\,83}{Ca\,71\ Mg\,25}$
Карисилла, юго-восточнее г. Ряпина	22	68	16	250	18	31	6,8	4,7	$M_{0,42}\frac{HCO_3\,72}{Ca\,60\ Mg\,23}$

Мощность типичных лимногляциальных отложений колеблется от 0,5 до 22 *м*, преобладающая мощность 5—10 *м*. Мощность отложений камов изменяется от 2 до 25 *м*, изредка даже до 30—45 *м* в южной и восточной частях территории республики, средняя их мощность — порядка 10—15 *м*. Нижним водоупором служат моренные и лимногляциальные отложения, местами водоупор отсутствует и описываемые воды бывают связаны с нижележащими водоносными горизонтами.

Воды лимногляциальных отложений обычно безнапорные. Глубина залегания их уровня в зависимости от рельефа местности колеблется от 0,2 до 3,8 *м* (табл. 22). Преобладающая глубина 1,0—2,5 *м*. Местами выходят на поверхность нисходящие родники. Глубина залегания вод среди камов зависит от высоты холмов и колеблется от 0,2 до 9,0 *м*, в среднем 2—5 *м*. Воды в камах также безнапорные или имеют слабый местный напор.

Уровенный режим вод лимногляциальных отложений непостоянен и характеризуется сезонными колебаниями, амплитуда колебаний нередко достигает 1,5 *м*. Коэффициент фильтрации песчаных разностей типичных лимногляциальных и камовых отложений по результатам опытных откачек колеблется от 0,24 до 9,85 *м/сутки* и более.

Лимногляциальные отложения по всей площади их распространения характеризуются пестрой водообильностью: дебит скважин и колодцев,

питающихся водами лимногляциальных отложений, колеблется от 0,006 *л/сек* (Палукюла, восточнее г. Рапла) до 0,55 *л/сек* (Авиду, юго-восточнее пос. Вызу) при понижении уровня обычно менее 1 *м*. Ввиду резкой изменчивости литологического состава лимногляциальных отложений не выявляется определенной закономерности в распределении пород с различной водообильностью по площади. Так, например, в северо-западной части республики дебит колодцев (Алавере, Расивере и Сильмси — южнее г. Кехра), располагающихся в 5 и 8 *км* друг от друга, варьирует от 0,007 до 0,3 *л/сек* при сравнительно равном понижении уровня (на 0,6—0,75 *м*). Родники, обычно нисходящие, встречаются в районе Чудского озера, дебит их составляет от 0,01 до 1,06 *л/сек*.

Таблица 22

Воды лимногляциальных отложений

Водопункты	Мощность водовмещающих пород, *м*	Уровень воды от поверхности земли, *м*	Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*
Авиду, юго-восточнее пос. Вызу . .	2,5+	3,8	0,55	0,08
Йоала, юго-западнее г. Нарва . . .	~3,0	—	0,2	0,55
Алавере, южнее г. Кехра	2,0+	2,44	0,007	0,75
Расивера, южнее г. Кехра	1,95+	2,05	0,013	0,65
Сильмси, южнее г. Кехра	1,85+	2,75	0,3	0,60
Палукюла, южнее г. Рапла	~8,0	2,0	0,007	1,0
Пулга северо-западнее г. Вильянди .	~4,0	0,58	0,13	0,75
Килинги-Нымме	4,0	4,65	0,02	0,20
Валгута, северо-западнее г. Отепя .	Нет сведений	2,13	0,023	1,20
Тахе, юго-восточнее г. Валга . . .	2,88+	2,28	0,012	1,0
Вериора, юго-западнее г. Ряпина . .	1,8+	3,8	0,28	0,56
Миссо, юго-восточнее г. Выру . . .	1,1+	0,0	0,027	0,76

По химическому составу воды лимногляциальных отложений в основном гидрокарбонатные магниево-кальциевые и хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые, с минерализацией от 0,27 до 1,07 *г/л* (табл. 23).

Реже встречаются сульфатные кальциево-магниево-натриевые воды с повышенной минерализацией до 2,53 *г/л* (южнее *г.* Кохтла-Ярве). Повышенное содержание хлор-иона, сульфат-иона, натрия и магния свидетельствуют о загрязненности описываемых вод, что подтверждается наличием в них нитритов от 0,01 до 24,0 *мг/л* (в районе Тюри), нитратов от 0,5 до 150,0 *мг/л* (восточнее г. Тарту), аммония от 0,1 до 23 *мг/л* (юго-восточнее г. Тарту). Окисляемость составляет от 2,5 до 39,8 *мг/л* (по кислороду, северо-восточнее побережья Чудского озера).

В большинстве случаев в водах лимногляциальных отложений присутствует свободная углекислота в количестве от 11 до 154,0 *мг/л* (район г. Тюри), среднее содержание ее около 40—50 *мг/л*. Отмечено повышенное содержание железа до 15,0 *мг/л* (в районе восточнее г. Вяндра). Воды лимногляциальных отложений умеренно жесткие, с общей жесткостью порядка 5—10 *мг/экв*, в единичных случаях (юго-восточнее г. Тарту) весьма жесткие — до 43,0 *мг/экв*. Питание вод лимногляциальных отложений осуществляется в основном за счет атмосферных осадков и отчасти за счет разгрузки напорных вод нижележащих водоносных горизонтов, разгрузка — в направлении к пониженным участкам рельефа местности и в гидрографическую сеть.

Таблица 23

Химический состав вод лимногляциальных отложений

Водопункты	Содержание компонентов, *мг/л*						pH	Общая жесткость, *мг/экв*	Формула химического состава
	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-			
Йоала, южнее г. Нарва	28	90	46	494	21	34	8,80	—	$M_{0,72}\frac{HCO_3\ 85}{Ca\ 47\ Mg\ 40}$
Алавере, южнее г. Кехра	77	188	31	476	75	206	7,32	33,8	$M_{1,07}\frac{HCO_3\ 51\ Cl\ 38}{Ca\ 61\ Na\ 22}$
Оонурме, южнее г. Кохтла-Ярве	16	107	25	439	10	27	7,16	20,9	$M_{0,64}\frac{HCO_3\ 88}{Ca\ 66\ Mg\ 26}$
Тылга, юго-западнее г. Нарва	62	125	62	512	25	192	7,16	31,9	$M_{0,98}\frac{HCO_3\ 60\ Cl\ 37}{Ca\ 44\ Mg\ 37}$
Палукюла, восточнее г. Раплa	34	175	39	161	4	114	6,75	30,24	$M_{0,93}\frac{HCO_3\ 74\ Cl\ 26}{Ca\ 70\ Mg\ 24}$
Пулга, северо-западнее г. Вильянди	6	14	39	488	н.с.	65	6,95	28,45	$M_{0,75}\frac{HCO_3\ 81}{Ca\ 51\ Mg\ 34}$
Валгута, северо-западнее г. Отепя	0,2	82	17	220	20	10	7,5	5,5	$M_{0,38}\frac{HCO_3\ 65\ Cl\ 22}{Ca\ 74\ Mg\ 26}$
Кангру, юго-западнее г. Отепя	37	38	11	223	14	1	6,4	2,78	$M_{0,33}\frac{HCO_3\ 83}{Ca\ 43\ Na\ 36\ Mg\ 20}$
Вериора, юго-западнее г. Ряпина	5	24	30	182	4	28	7,0	3,65	$M_{0,27}\frac{HCO_3\ 77\ Cl\ 21}{Mg\ 64}$
Миссо, юго-восточнее г. Выру	Нет сведений	94	34	342	60	21	7,0	7,44	$M_{0.55}\frac{HCO_3\ 75}{Ca\ 63\ Mg\ 37}$

Воды ледниковых отложений ($gl\,Q_{III}$). Ледниковые отложения, представленные главным образом основной и донной мореной, за исключением конечно-моренных образований на юго-востоке (южнее г. Тарту), распространены на территории Эстонии почти повсеместно. Отдельные альварные участки, где палеозойские породы выходят непосредственно на поверхность земли, имеются в северной и центральной Эстонии, а также на островах (о. Хийумаа). Залегают ледниковые образования в большинстве случаев на палеозойских породах. Однако при значительных мощностях четвертичных осадков имеет место переслаивание моренных отложений с песчаными водно-ледниковыми. В этом случае выделяются межморенные или межледниковые отложения, о чем более подробно будет сказано при описании подземных вод водно-ледниковых отложений и вод в древних погребенных долинах.

Морена сложена супесями и суглинками с содержанием в различных соотношениях песчано-гравийного и валунного материала. В толще морены нередко встречаются отдельные прослои и линзы песчано-гравийного материала различной мощности. Количество грубообломочного материала в морене сильно изменчиво как по разрезу, так и по площади. Пески обычно — мелко- и среднезернистые с примесью гравийно-галечного материала в различных соотношениях. Глинистые разности морены могут рассматриваться как относительные водоупоры.

Водоносными являются супесчаные разности, линзы и прослои песка и песчано-гравийного материала в морене.

Мощность ледниковых образований крайне изменчива. В северной и центральной частях республики и на островах обычно мощность ледниковых отложений составляет от 1 до 6 *м*. На карте грунтовых вод Европейской части СССР (ВСЕГИНГЕО, 1955) этот комплекс не рассматривался в качестве водоносного, а вместо него была показана площадь распространения так называемого «силурийского плато». На составленной в настоящее время гидрогеологической карте четвертичных отложений этот комплекс оставлен в качестве водоносного, так как он имеет некоторое значение для водоснабжения мелких поселков и хуторов, а так называемое «силурийское плато» выделено контуром по изолинии мощности четвертичных отложений — 5 *м*. С продвижением к югу мощность ледниковых отложений возрастает до 90 *м* в районе Саадъярвского друмлинового поля и до 60 *м* — на юго-западе в районе городов Вильянди, Килинги-Нымме, Абья, а также до 150 *м* на юго-востоке республики в районе развития холмистого конечно-моренного ландшафта. Азональными по мощности участками как на севере, так и на юге республики являются полосы распространения древних погребенных долин, о чем также будет сказано ниже.

Мощность водоносных линз и прослоев в морене колеблется от 1 до 10—15 *м*, увеличиваясь в южных направлениях. Максимальной мощности (до 23 *м*) линзы достигают в ядрах друмлинов, где они, по данным Панова-Иванова (1961), являются наиболее водообильными (Саадъярвское друмлиновое поле). Верхние части морены, иногда с перекрывающими ее лимногляциальными глинами, являются относительно водоупорным слоем, защищающим наиболее обводненные участки ледниковых отложений от загрязнения. Однако водосодержащие отложения довольно часто выходят непосредственно и на поверхность земли.

Глубина залегания подошвы ледниковых отложений в северной Эстонии составляет 1—5 *м*, местами она достигает 7 *м*, в южной Эстонии 50—170 *м* и даже 200 *м* (в районе Отепя).

Воды ледниковых отложений безнапорные и напорные. Высота подъема пьезометрического уровня напорных вод над кровлей горизонта зависит от глубины залегания водосодержащих линз и достигает 59 *м* на юго-востоке в районе Чудского озера (Алексеева, 1961). Отмечаются выходы на поверхность вод ледниковых отложений в виде нисходящих и восходящих родников (на северо-востоке республики родник Куллаору, на юго-востоке — родник Ахья). Глубина залегания уровня воды описываемых отложений в зависимости от рельефа местности колеблется от 0,5 до 12,5 *м*, преобладают глубины порядка 1,5—3,0 *м* (табл. 24). Относительно глубокое залегание уровня описываемых вод наблюдается в пределах Саадъярвского друмлинового поля — 10 *м* и ниже. Уровень вод ледниковых отложений подвержен сезонным изменениям, например в северных частях республики в засушливые периоды уровень воды сильно падает, вплоть до полного высыхания колодцев, питающихся этими водами. Коэффициент фильтрации ледниковых отложений, по данным В. Тасса (1962), колеблется от 0,07 до 1,76 *м/сутки*. Коэффициент фильтрации суглинистой морены изменяется от 0,004 до 0,075 *м/сутки*.

Дебит скважин и колодцев, питающихся водами ледниковых отложений, колеблется от 0,001 до 0,7 *л/сек* (см. табл. 24). Исключением является чрезвычайно высокий дебит (7,2 *л/сек*), наблюдаемый при понижении уровня воды лишь на 0,5 *м* в колодце Кассинурме, западнее Калласте.

Дебит родников из ледниковых отложений как нисходящего, так и восходящего типов колеблется в основном от 0,01 до 0,9 *л/сек* и в единичных случаях до 8 *л/сек*, например г. Раквере, родник Куллаору (см. табл. 24).

По химическому составу воды ледниковых отложений гидрокарбонатные, реже хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые (табл. 25), с минерализацией от 0,11 до 1,1 *г/л*, преимущественно 0,4—0,8 *г/л*. Количество свободной углекислоты в воде колеблется от незначительных величин до 110 *мг/л* (Вао, северо-восточнее г. Пайде), преимущественно порядка 20—25 *мг/л*. В районе населенных пунктов воды ледниковых отложений, так же как и воды вышеописанных разностей четвертичных отложений, содержат нитриты, нитраты и аммиак. Содержание указанных компонентов в воде изменяется от ничтожно малых количеств до 3,6 *мг/л* аммиака (Вао), до 10—15 *мг/л* нитритов (Вана-Росса, юго-восточнее г. Валга; Краби, юго-западнее г. Выру) и до 50 *мг/л* нитратов (Яани, западнее г. Ряпина).

Воды жесткие или умеренно жесткие. Жесткость достигает 15—19 *мг/экв*, а местами в западной Эстонии даже 24 *мг/экв* (Глазунов, 1948). Питьевые качества вод ледниковых отложений весьма удовлетворительные в случае наличия относительно водоупорной кровли и соблюдения соответствующих правил каптажа.

Питание вод ледниковых отложений происходит в основном за счет инфильтрации осадков и подтока вод из выше- и нижележащих горизонтов.

Воды водно-ледниковых отложений ($aglQ_{III}$). Подземные воды водно-ледниковых отложений приурочены преимущественно к нерасчлененным флювиогляциальным и лимногляциальным отложениям, залегающим как непосредственно на поверхности земли (погребенная долина Вазавере в районе Кохтла-Ярве и Раади-Маарьямыйза в районе Тарту), так и под морскими песками незначительной мощности (погребенные долины Мяннику-Пельгуранд и Харку в районе Таллина, Лообу на северном побережье и на п-ове Сырве) или между моренными отложениями (погребенные долины в южной Эстонии — Раади-Ропка в районе Тарту, Валга-Эльва-Сааре, Реола-Выру, Мягисте-Рыугу и др., районы возвышенности Сакала и Отепя, а также территория между Чудским озером и Финским заливом и центральная часть о. Сааремаа). На рис. 10 приведена схема распространения отдельных генетических типов четвертичных отложений.

Как видно из карты-схемы, водно-ледниковые отложения на территории республики имеют спорадическое распространение. В юго-восточной части Эстонии, очевидно, на отдельных участках имеет место площадное распространение межледниковых водоносных горизонтов, являющихся как бы естественным продолжением их в Латвии и Литве, где они имеют первостепенное значение с точки зрения водоснабжения. Наличие таких горизонтов, по предварительным данным, установлено только на отдельных участках территории республики (Навести, Мяэотса, Пяйдре и Валма; район возвышенности Сакала и Отепя, а также западное побережье Чудского озера). Вследствие недостаточной изученности распространения по площади оконтуривание их до настоящего времени не произведено.

Имеющаяся на территории республики довольно густая сеть древних погребенных долин мало изучена как в геологическом, так и в гидрогеологическом отношении. Приведенные на рис. 10 данные о распространении и единичные данные о мощностях четвертичных отложений в этих долинах, очевидно, далеко не отражают их возможного факти-

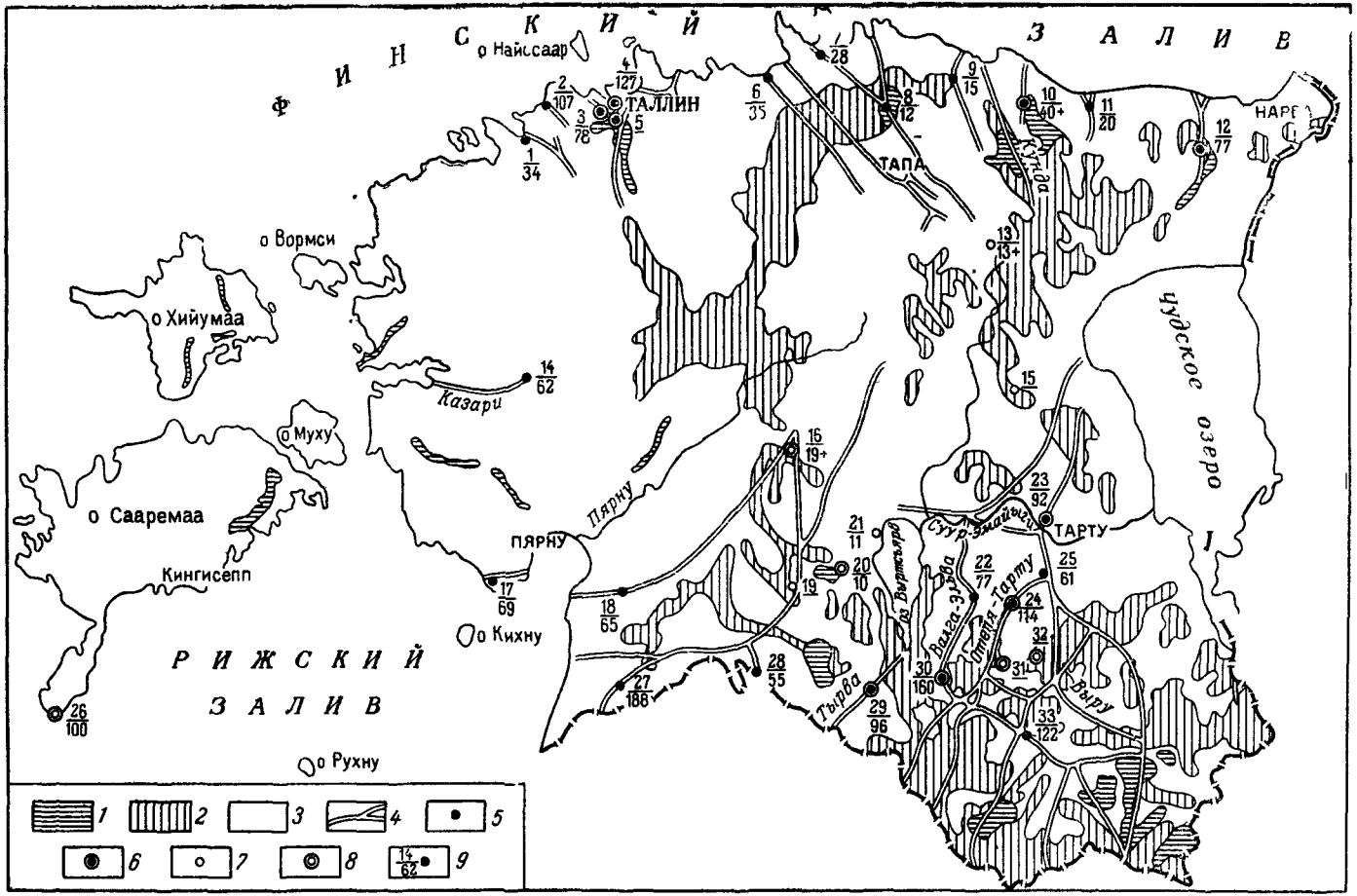


Рис 10 Схематическая карта распространения отдельных генетических типов четвертичных отложений

1 — флювиогляциальные отложения, *2* — лимногляциальные отложения, *3* — площади распространения четвертичных отложений прочих генетических типов, *4* — древние погребенные долины преимущественно предполагаемые, *5* — скважина в погребенной долине с геологическими данными, *6* — скважина в погребенной долине с гидрогеологическими данными, *7* — скважина с геологическими данными меж- и внутриморенных отложений, *9* — цифры числитель — номер скважины, знаменатель — мощность четвертичных отложений

ческого распространения. По глубине вреза относительно современного уровня моря долины подразделяются на три группы: 1) наиболее глубокие (100 *м* ниже уровня моря); 2) средние (от 40 до 60 *м*) и 3) мелкие (около нуля). По конфигурации погребенные долины северного побережья Эстонии относительно короткие, прямолинейные и вытянутые преимущественно в северо-западном направлении. Погребенные долины южной Эстонии имеют относительно большую протяженность и обычно, соединяясь друг с другом, образуют целую систему долин.

Таблица 24

Воды ледниковых отложений

Водопункты	Мощность водовмещающих пород, *м*	Уровень воды от поверхности земли, *м*	Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*
Куллаору, севернее г. Раквере, родник	~3	—	8,0	—
Янеса, южнее г. Кунда	~3	2,15	0,11	0,4
Арувалла. юго-западнее г. Кехра	~4,0	3,3	0,02	0,45
Таэраквере, северо-западнее г. Тапа	1,65+	3,65	0,27	0,45
Ээтагузе, южнее г. Кохтла-Ярве	Нет сведений	0,83	0,03	0,54
Эхмья, севернее г. Хаапсалу	~10	0,80	0,16	0,50
Вахасту, северо-западнее г. Пайде	2,54+	1,93	0,14	1,15
Вирика, юго-западнее г. Пайде	4,25+	1,4	0,13	2,8
Вао, северо-восточнее г. Пайде	~2	1,4	0,07	2,4
Пуйату, западнее г. Пыльтсамаа	~2	2,1	0,32	1,5
Вяйке-Таммику, юго-восточнее г. Вяйке-Маарья	2,6+	2,20	0,57	0,40
Кассинурме, западнее р. Калласте	~2	0,95	7,20	0,5
Тупенурме, о. Муху	2,10+	2,70	0,00	0,40
Вильянди	6,0	1,20	0,01	1,0
Ломби, южнее г. Калласте	н.с.	3,5	0,075	0,70
Тали, юго-западнее г. Килиигиг-Нымме	15	3,45	0,04	0,10
Яани, западнее г. Ряпина	~5	4,5	0,025	0,50
Вегни, южнее г. Пылъва, родник	~1	—	0,08—0,9	—
Краби, юго-западнее г. Выру	1,85+	2,14	0,25	0,45
Вана-Росса, юго-восточнее г. Валга	~7	1,37	0,70	0,35

Нерасчлененные лимногляциальные и флювиогляциальные отложения (так называемые водно-ледниковые) представлены песками, иногда гравелисто-галечным материалом. Пески обычно мелкозернистые, реже средне-, крупно- и разнозернистые с гравием и галькой. Гранулометрический состав описываемых отложений характеризуется резкой невыдержанностью как по площади, так и по глубине.

Общая мощность водно-ледниковых отложений колеблется от нескольких метров до 70 *м* и более, например: Вазавере, Мяннику-Пельгуранд. В табл. 26 приведены данные о мощности четвертичных отложений, слагающих преимущественно древние погребенные долины. Поскольку в юго-западной части республики четвертичные отложения в большинстве случаев не расчленены, не представляется возможным выделить мощность водно-ледниковых отложений. Очевидно, следует предполагать, что и в этой части республики, как и на юго-востоке, ледниковые и водно-ледниковые отложения переслаиваются и в разрезе может быть несколько водоносных горизонтов. Примерное соотношение между мощностями водовмещающих пород и общими мощностями четвертичных отложений в древних погребенных долинах составляет от 25 до 70%, изредка уменьшаясь до 10 или увеличиваясь до

Таблица 25

Химический состав вод ледниковых отложений

Водопункты	Содержание компонентов, *мг/л*						pH	Общая жесткость, *мг/экв*	Формула химического состава
	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-			
Янесе, южнее г. Кунда	5	61		149	1	28	6,3	8,5	$M_{0,25}\frac{HCO_3\ 75\ Cl\ 24}{Mg\ 93}$
Аруваала, юго-западнее г. Кехра	52	106	21	439	25	27	7,24	19,7	$M_{0,68}\frac{HCO_3\ 78}{Ca\ 57\ Na\ 24}$
Таэраквере, северо-западнее г. Тапа	5	109	2	317	12	10	7,32	15,6	$M_{0,46}\frac{HCO_3\ 91}{Ca\ 94}$
Ваасту, северо-западнее г. Пайде	41	152	24	524	28	73	7,16	26,8	$M_{0,85}\frac{HCO_3\ 76}{Ca\ 67}$
Вао, северо-восточнее г. Пайде	60	173	38	805	1	45	7,24	33,2	$M_{1,14}\frac{HCO_3\ 90}{Ca\ 59\ Mg\ 82}$
Пуйату, западнее г. Пыльтсамаа	16	71	26	329	25	15	7,22	16,0	$M_{0,5}\frac{HCO_3\ 85}{Ca\ 55\ Mg\ 33}$
Вяйке-Таммику, юго-восточнее г. Вяйке-Маарья	10	135	6	390	25	20	7,24	20,2	$M_{0,59}\frac{HCO_3\ 84}{Ca\ 88}$
г. Муствеэ	25	59	33	360	12	21	7,59	5,54	$M_{0,52}\frac{HCO_3\ 88}{Ca\ 44\ Mg\ 40}$
г. Вильянди	33	120	26	342	29	96	6,8	8,1	$M_{0,65}\frac{HCO_3\ 59\ Cl\ 33}{Ca\ 63\ Mg\ 22}$
Яани, западнее г. Ряпина	51	81	11	128	25	133	6,9	4,97	$M_{0,44}\frac{Cl\ 52\ HCO_3\ 29}{Ca\ 56\ Na\ 31}$
Краби, юго-западнее г. Выру	33	33	5	146	12	21	7,1	2,05	$M_{0,25}\frac{HCO_3\ 89}{Ca\ 47\ Na\ 41}$
Вана-Росса, юго-восточнее г. Валга	13	82	14	305	12	14	7,1	5,28	$M_{0,44}\frac{HCO_3\ 86}{Ca\ 71\ Mg\ 20}$

90%. Нередко водно-ледниковые отложения подстилаются, а иногда и перекрываются относительно водоупорными моренными супесями с гравием и галькой.

Водоносность водно-ледниковых отложений, имеющих площадное распространение, изучена в отдельных точках в юго-восточной Эстонии, где глубина залегания уровня свободных подземных вод в зависимости от рельефа местности варьирует от 0,6 до 30 *м* и более (см. табл. 26). В местах перекрытия их мореной воды напорные. В единичных точках также изучены гидрогеологические параметры погребенных долин регионального распространения.

Гранулометрический состав водовмещающих отложений и сложение их зерен определяет значительные колебания водообильности водно-ледниковых отложений в целом. Дебит скважин, питающихся водами меж- и внутриморенных водно-ледниковых отложений, изменяется от

Таблица 26

Воды водно-ледниковых отложений

Номер водопункта на карте	Водопункт	Мощность четвертичных отложений, *м*	Мощность водовмещающих пород, *м*	Уровень воды от поверхности земли, *м*	Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*	Удельный дебит, *л/сек*	Интервал опробования, *м*
3	Харку, западнее г. Таллина	78	28	+5,6	4,44	3,33	1,34	
4	Таллин, психнатр. лечебница	127,4	60,9	19,03	4,82	8,26	0,58	
5	Таллин, Мустамяэ	48+	48+	6,3	9,3	2,9	3,2	
10	Пада, северо-восточнее г. Раквере	40+	40+	+1,02	2,24	0,87	—	
11	Вазавере, в р-не г. Кохтла-Ярве	1,5	28+	4,0	18,88	1,75	10,79	
17	Яама, г. Тарту	91,6	18,3	5,8	7,33	10,3	0,71	
	Раади-Маарьямыйза	35,0	35,0	7,0				
18	Пангоди, южнее г. Тарту	113,6	80	30,5	1,2	6,5	0,18	
20	Сырве, о. Сааремаа	100,5	13,5	7,0	1,0	6,0	0,17	16,5—30,0
			7,5	8,5—10	—	—	—	34,2—41,7
			5,5	6,0	1,0	42,5	0,024	79,0—84,5
21	Сырве, о. Сааремаа	60+	6,8	6,5	2,8	6,5	0,43	
24	Тырва	96,0	17,0	0,6	1,49	3,30	0,45	9,0—26,0
			29,6	2,2	2,5	2,0	1,25	64,0—93,6
25	Мягисте, юго-западнее г. Отепя	159,6	50	20,1	0,38	45,6	0,008	

0,01 *л/сек* (Навести, район возвышенности Сакала) до 4,0 *л/сек* (Вана-Отепя), а по данным Вяярси (1963), доходит даже до 7,3 *л/сек* в погребенных долинах. В долине Вазавере дебит скважин 18,8 *л/сек*. Удельный дебит соответственно изменяется от 0,008 *л/сек* (Мягисте) до 3,2 *л/сек* (Таллин) и даже до 10,8 *л/сек. м* (Вазавере).

Коэффициент фильтрации водно-ледниковых отложений составляет 0,02—2,5 *м/сутки* для песков и 12,5—49,5 *м/сутки* и более для гравийно-галечного материала (Панов-Иванов, 1961; Вяярси, 1963).

В районе возвышенностей Отепя и Сакала известны родники из водно-ледниковых отложений как нисходящего, так и восходящего типа, с суммарным дебитом 8,0—15,5 *л/сек*.

В западной Эстонии существует погребенная долина на п-ове Сырве (Архангельский, 1946). На о. Сааремаа (южная оконечность п-ова Сырве) мощность четвертичных отложений равна 100,5 *м*. Скважиной вскрыто три водоносных горизонта: на глубине 16,5—30 *м* в разнозернистых песках, статический уровень 7 *м*, дебит 1 *л/сек* при понижении уровня на 6 *м*; на глубине 34,2—41,7 *м* в гравелисто-галечных отложениях статический уровень 8,5—10 *м*; на глубине 79,0—84,5 в тонкозернистых песках, статический уровень 6 *м*, дебит 1 *л/сек* при понижении на 42,5 *м*. Вода во всех случаях минерализованная — солоноватая, с сухим остатком 3,4 *г/л*, по составу хлоридная магниево-натриевая. Кроме того, имеются погребенные долины в районе реки Казари и на полуострове Тыстамаа.

Наиболее детально изучены погребенные долины в районе крупных водопотребителей — городов Таллина, Кохтла-Ярве и Тарту как перспективные источники водоснабжения городов. Ниже приводится краткая характеристика этих долин.

Погребенные долины в районе Таллина. В настоящее время имеются данные о наличии в пределах города Таллина и его

окрестностях следующих погребенных долин: Мяннику — Пельгуранд, Мяннику — Таллинская бухта, Виймси, Харку, Вяэна и Тухала. Все они заполнены водно-ледниковыми, ледниковыми и морскими отложениями. Наиболее детально изучена долина Мяннику — Пельгуранд, где мощность водно-ледниковых отложений изменяется от 30 *м* в районе Мяннику до 108 *м* в районе Пельгуранда. Углубляясь в северном направлении, эта долина прорезает различные по возрасту горизонты палеозойских пород, начиная от ордовика на юге до гдовской свиты вендского комплекса вблизи залива Копли. В южной части воды безнапорные, а в северной водоносный горизонт четвертичных отложений приобретает напорный характер. Мощность безнапорного горизонта в районе Мяннику — Мустамяэ, сложенного разнозернистыми песками, изменяется от 30 до 80 *м*, в районе Лиллекюла — Пельгуранд, представленного средне- и мелкозернистыми песками, — от 40 до 50 *м*.

Уровень грунтовых вод в районе Мяннику — Мустамяэ имеет отметки от 10 до 24 *м* над уровнем моря, пьезометрический уровень вод нижележащего кембро-вендского комплекса в районе Лиллекюла — Пельгуранд характеризуется отметкой минус 15 *м*. Соответственно изменяется водообильность в сторону уменьшения в северном направлении до величины 4,8 *л/сек* при понижении 8,3 *м*. Коэффициент фильтрации изменяется от 37 *м/сутки* в районе Мустамяэ до 7 *м/сутки* в северной части долины. По химическому составу грунтовые воды в южной части долины сульфатные магниево-кальциевые с общей минерализацией от 0,18 *г/л* до 0,41 *г/л*. Отмечено также присутствие нитрата, железа, аммиака что говорит о поверхностном загрязнении их. Напорные воды в северной части долины по составу хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые или магниево-кальциевые с минерализацией до 0,3 *г/л* с повышенным содержанием железа до 4 *мг/л* (Пилль, 1963).

Погребенная долина в Мяннику-Таллинской бухте выполнена главным образом ледниковыми суглинистыми и супесчаными отложениями и поэтому представляет мало интереса для целей водоснабжения. Наличие погребенной долины в районе Виймси полностью еще не доказано, поскольку гравелистые пески, обнаруженные пока лишь в одной скважине, могут оказаться морскими, и все углубление в кровле коренных пород может представлять собой древний морской залив. В значительной степени предположительной является долина Тухала на левом берегу р. Пирита южнее г. Таллина, где мощность четвертичных отложений составляет около 80 *м* и вскрытый межморенный горизонт дает самоизлив.

Более четко прослеживается долина Харку, в которой мощность четвертичных отложений достигает 78 *м* (табл. 26). Верхняя часть разреза 30—35 *м* сложена морскими и водно-ледниковыми песками, нижняя — моренными суглинками и супесями. Статический уровень равен +5,65 *м*, дебит скважины составляет 4,44 *л/сек* при понижении на 3,33 *м*.

В погребенной долине Вяэна наблюдается чередование водно-ледниковых песков с моренными суглинками и супесями. Общая мощность отложений, заполняющих долину, 107 *м*.

Погребенные долины в районе г. Кохтла-Ярве. В северо-восточной Эстонии наиболее хорошо изученной является погребенная долина Вазавере. Меньшее значение имеют Лообу, Кунда, Падаорг и др. В долине Падаорг, например, дебит скважины составляет 2,22 *л/сек* при понижении уровня на 0,48 *м*, водоносными являются разнозернистый песок и гравий, мощность которых превышает 40 *м*.

Погребенную долину Вазавере выполняют флювиогляциальные и лимногляциальные водоносные гравийно-песчаные и галечные отложения мощностью до 77 *м*. Воды здесь безнапорные, статический уровень находится на абсолютных отметках 40—46 *м* от поверхности на глубине от 0 до 11 *м*. Коэффициент фильтрации крупно- и среднезернистых песков в среднем от 4 до 36 *м/сутки*, мелкозернистых — порядка 1—3 *м/сутки*. Дебит скважин варьирует в пределах от 5,55 до 18,88 *л/сек*, удельный дебит — от 1 до 12 *л/сек*.

По химическому составу воды относятся к хлоридно-гидрокарбонатным натриево-кальциевым с минерализацией до 0,13 *г/л*. Несколько повышенная минерализация их отмечается вблизи шахтных полей. Также установлено повышенное содержание в водах нитрат-иона и окисного железа.

Погребенные долины в районе г. Тарту. Город Тарту пересекают почти в меридиональном направлении две долины: западная Раади — Маарьямыйза, восточная Раади — Ропка. Система древних погребенных долин и протоков заполнена водно-ледниковыми и ледниковыми отложениями. Первые в северной части города представлены разнозернистыми песками с прослоями и линзами галечника. В южной и восточной частях наблюдается уменьшение крупности фракции, вплоть до мелкозернистых с преобладанием пылеватых, с наличием прослоев морены и глины как в верхней, так и в нижней частях разреза. Мощность водно-ледниковых отложений в погребенной долине Раади — Маарьямыйза составляет 30—35 *м*. В долине Раади — Ропка общая мощность четвертичных отложений достигает 100 *м* и более, в том числе мощность водно-ледниковых отложений наблюдаемых в виде отдельных линзовидных прослоев и линз составляет 20—30 *м*.

В долине Раади — Маарьямыйза воды безнапорные, в Раади — Ропка напорные. Глубина залегания уровня воды находится в пределах от 6 до 16 *м*, в зависимости от рельефа местности (абс. отм. — от 30 до 40 *м*).

Водообильность водно-ледниковых отложений, особенно крупнозернистых разностей, значительная. Так, в северной части города, в районе городского водозабора удельный дебит скважин находится в пределах 30—40 *л/сек*; в южной части этой долины в районе Маарьямыйза, а также в восточной долине Раади — Ропка удельный дебит порядка 1 *л/сек*. Коэффициент фильтрации соответственно составляет 128 и 5 *м/сутки*.

По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатно-кальциевому, магниевому или натриевому типу, с минерализацией от 0,4 до 0,6 *г/л* (табл. 27). По данным М. Каск, в районе расположения Тартуского водозабора, использующего для централизованного водоснабжения города грунтовые воды четвертичных отложений погребенной долины Раади — Маарьямыйза (ул. Яама), отмечено постепенное увеличение содержания хлор-иона, что указывает на наличие вблизи области питания возможных источников загрязнения.

Стационарные наблюдения за режимом подземных вод четвертичного водоносного комплекса проводятся локально, преимущественно там, где эти воды имеют практическое народнохозяйственное значение. Так, 3—5-летний ряд наблюдений имеется по погребенным долинам, сложенным водно-ледниковыми и флювиогляциальными отложениями в районе г. Таллина (долина Мяннику — Пельгуранд), в районе зоны г. Кохтла-Ярве (долина Вазавере) и в районе г. Тарту.

В районе г. Таллина стационарные наблюдения велись за режимом грунтовых вод четвертичного водоносного комплекса. Наблюдениями установлена непосредственная связь между колебаниями уровня грун-

Таблица 27

Химический состав вод водно-ледниковых отложений

Водопункты	Содержание компонентов, *мг/л*						pH	Общая жесткость, *мг/экв*	Формула химического состава
	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-			
Таллин, Лиллекюла . .	9	42	8	146	12	17	7,5	2,75	$M_{0,24}\frac{HCO_3\ 77}{Ca\ 68\ Mg\ 20}$
Пада, северо-восточнее г. Раквере	3	73	25	305	32	7	7,5	—	$M_{0,45}\frac{HCO_3\ 86}{Ca\ 62\ Mg\ 36}$
Кохтла-Ярве, Вазавере .	6	7	2	37	4	7	6,4	0,5	$M_{0,07}\frac{HCO_3\ 69\ Cl\ 23}{Ca\ 45\ Na\ 36}$
Навести, севернее г. Вильяиди	5	74	8	232	—	28	7,4	4,4	$M_{0,35}\frac{HCO_3\ 83}{Ca\ 80}$
Тарту, Маарьямыйза . .	62	79	3	311	25	28	7,6	4,28	$M_{0,52}\frac{HCO_3\ 74}{Ca\ 57\ Na\ 40}$
Пяйдре, южнее г. Вильянди	3	76	8	220	12	28	7,4	4,5	$M_{0,35}\frac{HCO_3\ 77}{Ca\ 82}$
Мяэотса, юго-восточнее г. Вильянди	8	82	19	542	12	7	7,3	5,7	$M_{0,47}\frac{HCO_3\ 93}{Ca\ 68\ Mg\ 26}$

товых вод и количеством выпадающих осадков: повышение уровня воды начинается с января и постепенно достигает максимума в апреле, во время снеготаяния. Затем наблюдается спад уровня, максимум которого обычно падает на июль, а с августа начинается повышение. Осенний подъем достигает максимума в ноябре — декабре. Хорошо прослеживается зависимость температурного режима, выражающаяся в сезонных изменениях температуры воды от +6° С до +15° С (Пилль, 1963). Такой ход режима повторяется не всегда. Так, например, по данным режимных наблюдений за 1963 г. (Савицкий, 1964) отмечен непрерывно снижающийся ход уровней по наблюдательным точкам, причем летние осадки не вызывают особых изменений уровня. Объясняется это малым количеством осадков в условиях повышенных температур, что приводит к значительным величинам испарения, в результате чего не происходит пополнения запасов грунтовых вод. Также установлена зависимость химического состава грунтовой воды от положения уровня. В период межени количество сульфатов резко уменьшается, соответственно увеличивается содержание гидрокарбонатов. Во время паводков, наоборот, происходит увеличение содержания сульфатов, очевидно за счет промыва зоны аэрации и загрязнения при проходе через нее инфильтрационной воды с соответствующими компонентами.

В районе г. Кохтла-Ярве северная часть погребенной долины Вазавере дренируется горными выработками шахты 10, центральная часть находится в естественных условиях, а на юге, в районе влияния оз. Контсо, режим грунтовых вод несколько нарушен интенсивным водоотбором из озера. Годовой ход уровней отличается плавными переходами от зимней межени к весеннему паводку. Осадки в летний период не оказывают влияния на уровенный режим, и только сумма осадков

осеннего периода при пониженных температурах вызывает подъем уровней. Годовой минимум падает на август, а максимум наблюдается либо осенью, либо весной. Установлено сходство уровенного режима грунтовых вод с водами, заключенными в ордовикских отложениях, характеризующихся искусственным режимом. Это свидетельствует об их гидравлической взаимосвязи. Изменение минерализации грунтовых вод по сезонам года происходит следующим образом: в зимний период, когда уровни вод находятся на низких отметках и уменьшается питание, минерализация воды возрастает. Весной талые воды, а в безморозный период атмосферные осадки поступают в горизонт, разбавляя их. Таким образом, минерализация подземных вод находится в тесной взаимосвязи с уровенным режимом, а соответственно и с условиями питания. Содержание ионов нитрита, нитратов, железа и повышенная окисляемость свидетельствуют о загрязнении грунтовых вод долины Вазавере органическими веществами.

Изучение *в районе г. Тарту* режима подземных вод по скважинам, находящимся в условиях естественного режима, позволяет установить подчиненность уровенного режима изменению гидрометеорологических факторов. Наблюдательная скважина, заложенная на территории городского водозабора, указывает на медленное, но постоянное снижение уровней грунтовых вод. Так, по имеющимся данным, первоначальный уровень грунтовых вод находился на абс. отметке 34,5—35 *м* над уровнем моря. По данным обследования, проведенного в 1962 г., уровень грунтовых вод снизился с 1935 г. на 4,5 *м* (Чебан Э. Р., 1963). В целом режим грунтовых вод Тартуского водозабора, базирующегося на использовании грунтовых вод погребенных долин, выполненных водно-ледниковыми отложениями четвертичного времени, находится еще в начальной стадии исследования.

Характеристика вышеописанных наиболее детально изученных древних погребенных долин свидетельствует о резком изменении водообильности на незначительных расстояниях, что обусловлено сменой различных по литолого-фациальному составу пород. Поэтому с целью выяснения общих закономерностей геологического строения и гидрогеологических особенностей древних погребенных долин, имеющих на территории республики широкое распространение, требуется постановка значительных по объему геологоразведочных работ.

Общие закономерности. Анализ гидрогеологических данных по отдельным генетическим типам четвертичных отложений, развитых на территории Эстонии, показывает, что несмотря на различия в условиях залегания, все горизонты гидравлически связаны между собой и представляют единый комплекс безнапорных и реже напорных вод.

Относительным водоупором, отделяющим воды четвертичных от нижележащих палеозойских отложений, является морена, имеющая значительное, однако далеко не повсеместное распространение. Подтверждается наличие единой гидравлической поверхности вод, что видно из прилагаемой среднемасштабной гидрогеологической карты четвертичных отложений.

Изолинии поверхности грунтовых вод определяют общее направление движения их потока с юго-востока территории на запад, северо-запад и частично на северо-восток к побережьям Рижского и Финского заливов. Дренирующее влияние на уровень грунтовых вод в некоторой степени оказывают озера — Чудское, Псковское, Выртсъярв и др., а также речные долины Суур-Эмайыги, Пярну и др. Так, на юго-востоке территории зеркало грунтовых вод характеризуется гидроизогипсами с абсолютными значениями 80—200 *м*, вдоль побережья Рижского и Финского заливов — 10—20 *м*, а побережье Чудского и Псковского

озер и долина р. Суур-Эмайыги и оз. Выртсъярв ограничиваются гидроизогипсой 40 *м*.

В пределах холмистых конечно-моренных возвышенностей Хаанья и Отепя и в районе возвышенности Пандивере выделяются купола поверхности грунтовых вод с максимальными значениями гидроизогипс соответственно 200, 160 и 120 *м*. Аналогичные купола грунтовых вод, но со значительно меньшими высотами выделяются в районах Сакала и Саадъярвского друмлинового поля (соответственно гидроизогипсы 80 и 60 *м*). Залегая на высоких отметках в районах указанных возвышенностей, грунтовые воды от них радиально растекаются во все стороны.

Для территории Эстонской ССР характерно неглубокое залегание грунтовых вод от поверхности земли. Вследствие высокого стояния уровня грунтовых вод значительная площадь в пониженных участках рельефа занята болотными массивами. Участки с глубиной уровня воды до 1 *м* приурочены к побережьям Рижского залива и проливов Балтийского моря, к побережью Чудского озера и островов Сааремаа и Хийумаа. На остальной территории глубина залегания зеркала грунтовых вод не превышает 1—3 *м*, за исключением холмистых участков возвышенностей Хаанья, Отепя, Сакала и Саадъярвского друмлинового поля, где на отдельных холмах глубина уровня воды колеблется от 3—5 до 5—10 *м* и более, а в понижениях между ними составляет 1—3 *м*.

Высокое стояние уровня грунтовых вод, обусловливающее значительную по площади заболоченность, объясняется помимо общих метеорологических (превышение осадков над стоком и испарением) и геологических (неглубокое залегание от поверхности относительно водоупорных толщ) факторов, также и относительно малым уклоном рельефа местности в сторону областей разгрузки (табл. 28).

Таблица 28

Уклоны грунтовых вод на территории республики

Область	Область разгрузки	Уклон
Возвышенность Пандивере	Река Нарва	0,001
» »	Финский залив	0,003
» »	Проливы (в направлении на г. Хаапсалу)	0,0008
» »	Чудское озеро	0,0028
» »	Река Суур-Эмайыги	0,001
» Сакала	Рижский залив	0,0015
» »	Озеро Выртсъярв	0,0025
» Отепя	» »	0,004
» Хаанья	» Псковское	0,003

Химический состав грунтовых вод характеризуется в основном однообразием и постоянством состава, типичным в некоторой степени для областей избыточного увлажнения и зоны интенсивного водообмена. Грунтовые воды являются преимущественно гидрокарбонатными кальциевыми, реже магниевыми или натриевыми, с минерализацией воды до 1 *г/л*, в среднем 0,3—0,6 *г/л*. Наряду с собственно гидрокарбонатными встречаются воды с повышенным содержанием хлоридов и сульфатов. Сульфатно-гидрокарбонатные воды, как правило, приурочены к населенным пунктам, что обусловлено, по-видимому, процессами распада и окисления органических веществ растительного и животного происхождения, содержащих серу. Органическое происхождение суль-

фат-иона в данном случае подтверждается совместным присутствием в воде нитритов, нитратов и аммиака, а иногда повышенной окисляемостью.

По данным Л. Куйк, производившим обследование колодцев и скважин на территории Эстонии в 1960—1963 гг., грунтовые воды почти $^2/_3$ существующих водозаборных сооружений не соответствуют санитарно-гигиеническим нормам ни в отношении содержания азотных соединений, ни по Coli-титру (примерно 80% колодцев имеют Coli-титр меньше 100, из которых большее количество характеризуется Coli-титром менее 10).

Хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные воды распространены узкой полосой вдоль побережий Рижского и Финского заливов и на островах, преимущественно на участках пологих берегов, где непосредственно проявляется влияние морских вод на химический состав грунтовых вод. Грунтовые воды с повышенным содержанием хлоридов встречаются также в виде азональных участков по всей территории республики, причем в этих случаях повышенное содержание хлоридов может быть объяснено влиянием загрязнения.

Среднее содержание фтора в грунтовых водах четвертичных отложений составляет 0,2 *мг/л*. Несколько повышенное содержание его установлено в западной Эстонии, в районе Хаапсалу — Кулламяэ: в пределах 0,3—0,6 *мг/л*; на о. Хийумаа, в г. Кярдла, а также в Пярнуском районе (Йыепере) — 0,8—1,2 *мг/л*; в Лихула — до 2,8 *мг/л*. Среднее содержание йода, по данным Л. Куйк (Kuik, 1964), составляет 1,5—3 *γ/л*. Установленное в некоторых случаях повышенное его содержание (до 25,4 *γ/л*) свидетельствует об искусственном его происхождении.

В целом формирование и режим грунтовых вод Эстонской ССР предопределяются орогидрографическими, климатическими, геоморфологическими, геологическими и другими факторами. Питание грунтовых вод происходит в основном за счет атмосферных осадков, в меньшей мере за счет поверхностных вод в паводковый период и напорных вод нижележащих водоносных горизонтов. Значительные по количеству атмосферные осадки, преобладающие над испарением, холмисто-моренный рельеф пологих равнин и возвышенностей, нередко покрытых хорошо водопроницаемыми флювиогляциальными отложениями в южной Эстонии, закарстованные породы палеозоя, залегающие почти у поверхности под незначительным по мощности покровом четвертичных отложений в северной Эстонии — создают благоприятные условия питания подземным водам как четвертичных, так и дочетвертичных отложений.

Воды четвертичных отложений имеют на территории Эстонской ССР в практическом отношении подчиненное значение ввиду недостаточной изученности их, а также нередко ввиду незначительных мощностей и малой водообильности. Исключение составляют лишь древние погребенные долины, воды которых используются и могут быть использованы даже для удовлетворения нужд централизованного водоснабжения городов.

САРГАЕВСКИЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Саргаевский водоносный комплекс на юго-восточной окраине Эстонии распространен крайне ограниченно, занимаемая им площадь около 700 *км*^{2}. Он приурочен к карбонатным породам саргаевского (чудовского, псковского и снетогорского) горизонта верхнего девона. В верхних слоях чудского горизонта нередко присутствует гипс, обус-

ловливающий на территории Латвии и Псковской области формирование сероводородных вод, вследствие микробиологических процессов восстановления сульфатов. В карбонатных породах верхнего девона развита трещиноватость преимущественно северо-восточного и северо-западного направлений. Огипсованные доломиты нередко изобилуют карстовыми пустотами. В кровле саргаевского водоносного комплекса залегает различная по мощности (от 10 до 15 *м*) толща четвертичных отложений, которая вследствие наличия водоупорных прослоев местами создает напор в водах нижележащего горизонта. Величина напора от 4,7 до 53,7 *м* (на территории Латвии), некоторые скважины дают фонтаны до +4,6 *м*. Местами комплекс безнапорный. В верхней части разреза нижележащего швентойско-тартуского водоносного комплекса в южной Эстонии нередко преобладают алевриты и глины, которые могут служить относительным водоупором для выше- и нижележащих водоносных толщ. Однако на территории Эстонии, вследствие незначительного распространения саргаевского комплекса и его недостаточной изученности, проследить наличие и надежность водоупора не представляется возможным.

Абсолютные отметки пьезометрического уровня колеблются от 62 до 163 *м* (по данным Гутниковой, 1960), при этом наибольшие пьезометры приурочены к юго-восточной части территории — области наивысших отметок кровли дочетвертичных пород и современного рельефа. Снижение напоров отмечено по направлению к р. Гауя и ее притокам, по долинам которых наблюдаются многочисленные одиночные и групповые нисходящие родники. В районе пос. Рыуге на дне оз. Сууръярв и по склонам его коренного берега отмечены многочисленные восходящие родники. По данным А. Луха (1945), дебит родников составляет: 27 *л/сек* у ст. Изборска, 17,8 *л/сек* в пос. Рыуге у мельницы и 125 *л/сек* в пос. Илли у мельницы Ору. Скважина, пробуренная в этом районе, фонтанирует.

Водообильность карбонатной толщи изучена по данным опытно-эксплуатационных откачек из одиночных скважин, по которым на территории Латвии при максимальном понижении уровня до 1,2 *м* получен дебит 2 *л/сек*. Однако различная степень трещиноватости обусловливает в целом пеструю водообильность. Наименьшая водообильность наблюдается в верхних слоях чудовских отложений, в разрезе которых преобладают плотные мергели и глины. Удельный дебит скважин колеблется от 0,07 до 0,66 *л/сек*. Наиболее водообильными являются псковские и чудовские отложения, представленные доломитизированными трещиноватыми известняками и характеризующиеся удельным дебитом скважин от 0,14 до 5,92 *л/сек*, средний — около 1 *л/сек* (по данным Алексеевой, 1961).

Питание саргаевского водоносного комплекса происходит путем инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих на площади распространения комплекса. Воды пресные, от умеренно жестких до жестких (от 3,93 до 30,1 *мг/экв/л*). Преобладающая жесткость вод составляет 5—8 *мг/экв/л*. Минерализация колеблется от 241 до 631 *мг/л*, в среднем 200—400 *мг/л*. Химический тип вод гидрокарбонатный магниево-кальциевый, а в районах развития гипсоносных пород — сульфатно-магниево-кальциевый с минерализацией до 2,1 *г/л*. Санитарная благонадежность подземных вод обусловливается степенью покрытости водоносной толщи и условиями каптажа. Нередко при залегании водоносных пород вблизи поверхности земли отмечается поверхностное загрязнение подземных вод. Распространению ореола загрязнения способствуют закарстованность и трещиноватость карбонатных пород.

ШВЕНТОЙСКО-ТАРТУСКИЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Швентойско-тартуский водоносный комплекс приурочен к терригенным породам швентойского (по прежней, существовавшей до 1962 г. схеме — аматского и гауйского) и тартуского (буртниекского и арукюласского) горизонтов, в крайней северо-восточной части области развития комплекса — к верхам наровского горизонта. Водовмещающие породы в целом характеризуются крайне пестрым литологическим составом: переслаивающиеся песчаники, пески и алевролиты, разделенные невыдержанными по простиранию и мощности прослоями глин, алевролитов и реже доломитово-мергелистых разностей. Пески и песчаники преимущественно мелкозернистые, кварцевые, косослоистые, в различной степени сцементированные глинистыми, реже известковыми материалами и окислами железа, пестроцветные, за исключением верхней части комплекса, развитой в юго-восточной части республики, где преобладают светлые тоны пород. Там же, на площади развития отложений аматского подгоризонта верхнего девона, в самой верхней части комплекса установлено преобладание глинистых алевролитов и глин, преимущественно каолиновых с известковистыми журавчиками под песчанистыми породами. Нижнюю часть водоносного комплекса слагают чередующиеся между собой прослои слабосцементированного песчаника, алеврита, мергеля и доломита, в основании которых часто залегает базальный слой, представленный неотсортированным песчаником и конгломератом с карбонатным цементом. Суммарная мощность глинистых пород в разрезе составляет в среднем 25—30% от общей мощности водоносного комплекса.

Швентойско-тартуский водоносный комплекс залегает по большей части непосредственно под четвертичными отложениями и только на юго-востоке территории республики он погружается под карбонатную толщу верхнего девона. Четвертичные отложения, представленные различными по генезису терригенными разностями — песками, супесями, суглинками, глиной, мореной и т. д., в силу невыдержанности отдельных прослоев и линз по площади и разрезу не создают разделяющего четко выраженного регионального водоупора между водоносными толщами палеозойских пород и четвертичных отложений. Поэтому, за исключением крайней юго-восточной части территории, о чем было сказано выше, водоносный комплекс четвертичных отложений гидравлически взаимосвязан со швентойско-тартуским водоносным комплексом. Мощность четвертичных отложений крайне невыдержана и колеблется в пределах первой сотни метров, за исключением древних погребенных долин, где она иногда достигает значительных величин, например 174 *м* в Отепя, 113 *м* в Ныуни, 160 *м* в Мягисте, 188 *м* в Ланксааре и т. д. (табл. 29). Отделяющим швентойско-тартуский водоносный комплекс от нижележащего пярнуского является наровский водоупорный горизонт, который, однако, в силу литолого-фациальной изменчивости пород, обеспечивает гидравлическую взаимосвязь горизонтов, а поэтому может рассматриваться лишь в качестве относительно водоупорного спорадически обводненного горизонта (более подробная характеристика его приведена ниже).

Водопроницаемость среднедевонской толщи обусловлена пористостью слагающих ее песчано-глинистых отложений и трещиноватостью относительно плотных песчаников. В зависимости от фациальных изменений литологического состава отложений и чередования в разрезе слоев с различной степенью пористости, трещиноватости, а соответственно и водообильности, гидрогеологические условия всей толщи в целом не являются одинаковыми. Не вызывает сомнения, что в разных

районах имеются локальные участки, отдельные водоносные прослои и линзы, характеризующиеся различиями по водообильности, гидравлическим условиям, минерализации и т. п. Однако на данной стадии изученности, исходя из пестрого литолого-фациального состава водовмещающей толщи, отсутствия отдельных регионально выдержанных горизонтов, отделенных друг от друга водоупорами, а также наличия гидравлической взаимосвязи с водами выше- и нижележащих отложений, швентойско-тартуская водовмещающая толща рассматривается в качестве единого водоносного комплекса.

Кровля водоносного комплекса имеет крайне расчлененный характер. В целом современные пониженные участки местности — долины рек Суур-Эмайыги, Вяйке-Эмайыги, Гауя, Выханду и др., а также побережье Чудского озера и Рижского залива приурочены к понижениям рельефа палеозойских пород и совпадают с древними низинами. Абсолютные отметки древних низинных участков по долинам рек находятся в пределах 18—48 *м* абс. отметки западного побережья Чудского озера составляют 8—15 *м*, побережья Рижского залива от — 20 до 0 *м*, а современных понижений соответственно 40—80; 30—35 и 2—5 *м*. В древних погребенных долинах абсолютные отметки кровли водоносного комплекса резко уменьшаются. На возвышенных участках, располагающихся на месте древних повышений, абсолютные отметки кровли достигают порядка 80 *м* — Сакалаская, 100 *м* — Отепяская и 130 *м* — Хааньская возвышенности. В современном рельефе упомянутые возвышенности имеют максимальные абсолютные отметки соответственно 146, 217 и 318 *м*.

Изолинии кровли швентойско-тартуского водоносного комплекса приведены на карте-схеме (рис. 11).

Указанные выше соображения об унаследованности форм древнего рельефа подтверждаются сопоставлением схемы условий залегания комплекса и гипсометрической карты современного рельефа (см. рис. 45). Глубины залегания кровли комплекса в районе распространения древних погребенных долин при составлении приведенной выше карты-схемы не учтены. Схема распространения древних погребенных долин, прорезающих девонское поле в различных направлениях, приведена на карте-схеме (см. рис. 10). Некоторые данные о глубине вреза древних долин в толщу палеозойских пород и мощности перекрывающих их четвертичных отложений приведены в табл. 29. Как следует из нижеприведенной таблицы, в глубинах эрозионного вреза, а соответственно в существовавших в то время базисах эрозии, прослеживается некоторая закономерность. Выявление ее, однако, связано с дополнительными работами, так как приведенные в таблице глубины долин не всегда отображают глубину существовавшего ранее фарватера. С палеогидрогеологической точки зрения крайне важно восстановление гидрогеологической обстановки, которая существовала в период образования долин.

Наибольшие глубины залегания кровли описываемого водоносного комплекса приурочены к возвышенностям: Сакала (Вильянди, Холстре, Нуйа) и Отепя (Пухья, Камбья, Эльва, Мааритса, Киома, Канепи) — около 20 *м* Хаанья — от 40 до 60 *м*. В пониженных участках — по долинам рек, побережью Чудского озера и Рижского залива — глубина залегания кровли комплекса от поверхности земли находится в пределах до 20 *м* (Хяедемээсте 3 *м*, Килинги-Нымме 15 *м*, Валгута 11 *м*, Ахья 2,5 *м*, Ряпина 8 *м*, Выру 19 *м* и т. д.). Мощность швентойско-тартуского комплекса, как видно из рис. 11, увеличивается в юго-восточном направлении. Так, в районе выхода пород на поверхность земли или под маломощную толщу четвертичных отложений, мощность комплекса состав-

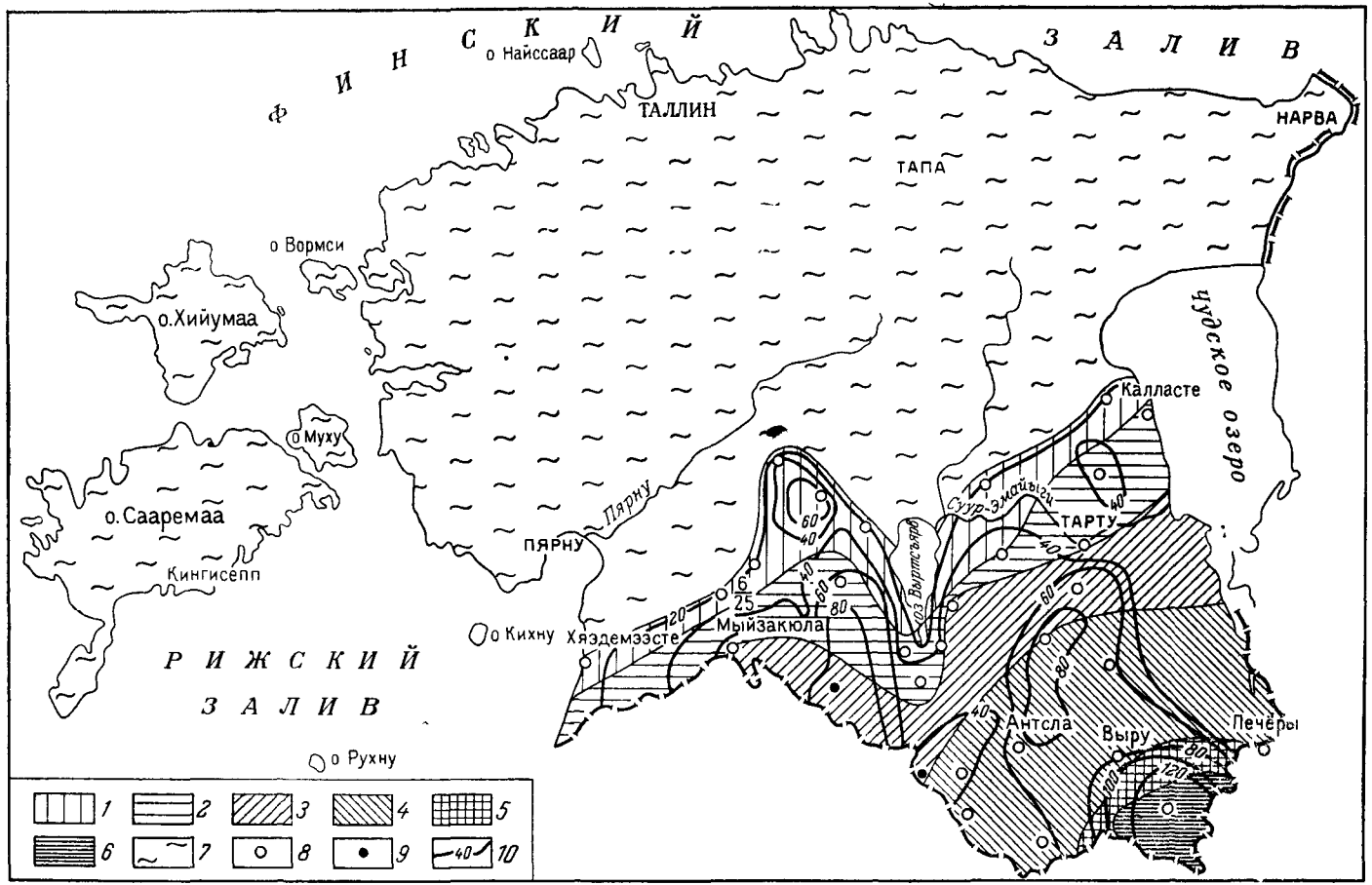


Рис. 11. Схематическая карта распространения, мощности и рельефа кровли швентойско-тартуского водоносного комплекса

Мощность водоносного комплекса: *1* — от 0 до 50 *м*; *2* — от 50 до 100 *м*; *3* — от 100 до 150 *м*; 4 — от 150 до 200 *м*; *5* — от 200 до 250 *м*, *6* — >250 *м*, *7* — водоносный комплекс не распространен; *8* — скважина структурная или картировочная; *9* — скважина эксплуатационная на воду, *10* — изолинии кровли в абс. отметках, проведенные через 20 *м*

ляет от 0 до 50 *м* (Хяэдемяэсте, Лахмусе, Сурвакюла, Лаэва, Хаавакиви). С погружением комплекса мощность пород возрастает от 50 до 100 *м* в полосе Икла-Килинги — Нымме — Пикасилла — Тарту, от 100 до 150 *м* — в полосе Мыйзекюла — Таагепера — Валгута — Энну, от 150 до 200 *м* — в полосе Лаанеметса — Антсла — Киома — Петсери и на крайнем юго-востоке — от 200 до 250 *м* и более.

Таблица 29

Древние погребенные долины юго-восточной Эстонии

Долины	Опорная точка	Мощность четвертичных отложений, *м*	Глубина залегания кровли швентойско-тартуского комплекса, *м*	
			от поверхности земли	абсолютные отметки
Валга-Сыруская	Отепя	173,7	173,7	—56,91
»	Тарту-Маарьямыйза	50,0	50,0	14,5
»	Тарту-Яама	88,6	—	—
»	Ныуни	112,8	112,8	0,84
»	Камбья	61,35	61,35	15,48
»	Пангоди	113,6	—	—
»	Сангасте	75,0	75,0	—18,0
Мягисте-Муствээская	Эльва	77,3	77,3	—18,4
»	Мягисте	159,6	159,6	—35,1
»	Валга	67,0	67,0	—3,75
Мягисте-Рыугеская	Палу	122,3	122,3	—14,3
Реола-Выруская	Выру-Кубья	49,0	49,0	24,7
Тырваская	Тырва	96,0	96,0	—49,52
Ланксаареская	Ланксааре	188,0	—	—

Схема пьезометрических уровней по площади распространения водоносного комплекса приведена на рис. 13.

Распределение пьезометрических уровней швентойско-тартуского водоносного комплекса показывает на определенную связь их с кровлей дочетвертичных пород и современным рельефом местности. Области наибольших отметок и пьезометров приурочены к поднятым участкам девона и соответственно к современным возвышенностям. Так, на возвышенности Сакала пьезометрические уровни подземных вод находятся в пределах от 40 до 90 *м* абс. высоты (Вильянди 41 *м*, Холстре 84 *м*, Нуйа 87 *м*, Тырва 58 *м*), на возвышенности Отепя — в пределах от 80 до 150 *м* абс. высоты (Арула 143 *м*, Мааритса 128 *м*, Киома 80 *м*, Канепи 130 *м*, Отепя 120 *м*) и возвышенности Хаанья — от 80 до 130 *м*. Создание высоких напорных уровней на этих участках возможно благодаря наличию мощности толщи четвертичных образований, перекрывающих девонские отложения и содержащих невыдержанные слои водоупорных глин и суглинков. В направлении к пониженным участкам рельефа происходит понижение уровней до 40 *м* (Канакюла 35 *м*, Тарту 38 *м*, Калласте 38 *м*, Сатсери 26 *м*, Таеваскоя 34 *м*).

Водоносный комплекс характеризуется значительным гидростатическим напором от 0,5 до 84 *м*. Максимальный напор отмечен в Арула; по другим пунктам: Аакре 28 *м*, Камбья 42 *м*, Эльва 26 *м*, Киома 12 *м*, Канепи 54 *м*, Отепя 50 *м*, Валга 29 *м* и т. д. (см. табл. 31).

На рис. 12 видно, что наименьшая глубина залегания уровня подземных вод от 0 до 10 *м*, приурочена к пониженным участкам современного рельефа — долинам рек Тянассильма, Раудна, Вяйке-Эмайыги, Суур-Эмайыги, Педели, Пиуза, Мустйыги, Выханду, Гауя и др., а также к пониженным побережьям оз. Выртсъярв, Чудского озера и

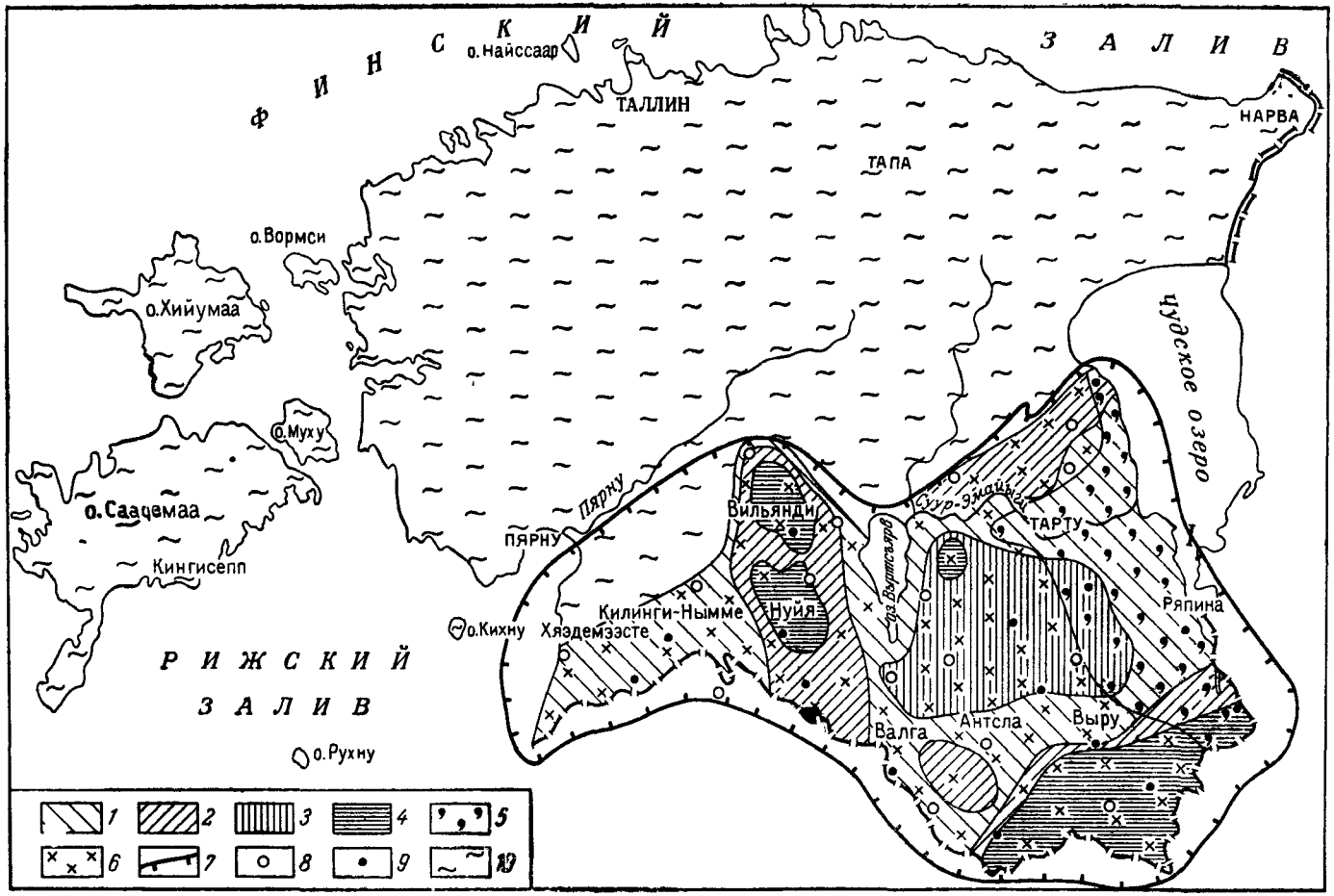


Рис. 12. Схематическая карта глубин залегания уровня подземных вод и характера гидравлической изолированности швентойско-тартуского водоносного комплекса

Глубина залегания уровня от поверхности: *1* — от 0 до 10 *м*; *2* — от 10 до 20 *м*; *3* — от 0 до 20 *м*; *4* — ниже 20 *м*
Характер гидравлической изолированности (сверху): *5* — морена с прослоями песка и глины, мощностью от 1 до 10 *м*, реже — от 0 до 5 *м*; *6* — то же, от 5 до 20 *м* и более; *7* — граница подстилающей наровской водоупорной, спорадически обводненной толщи; *8* — скважина структурная или картировочная, *9* — скважина эксплуатационная на воду, *10* — водоносный комплекс не распространен

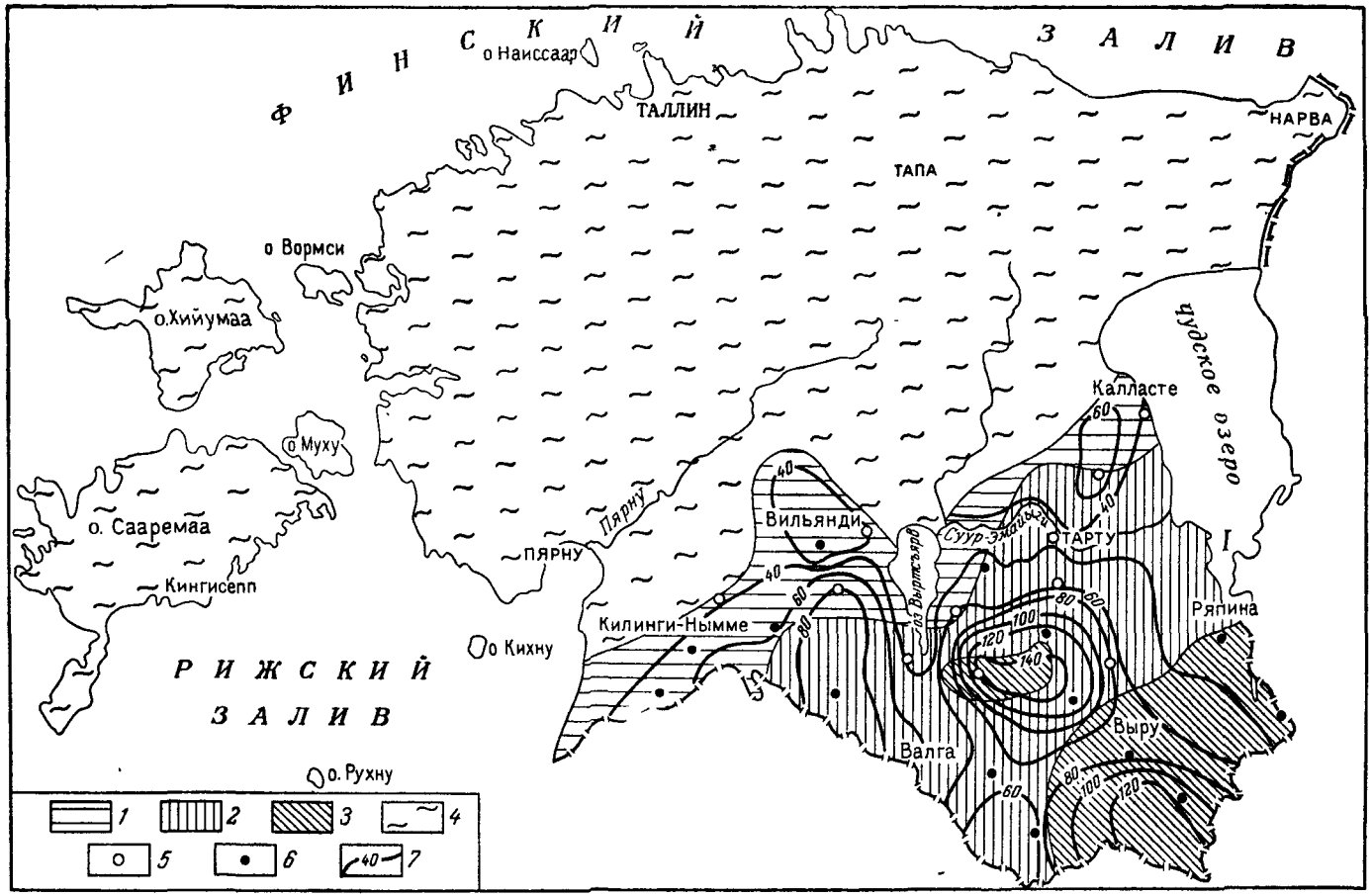


Рис. 13. Схематическая карта водопроводимости и гидроизопьез швентойско-тартуского водоносного комплекса

Коэффициент водопроводимости: *1* — менее 100 *м²/сутки*; *2* — от 100 до 200 *м²/сутки*; *3* — от 200 до 500 *м²/сутки*; *4* — площадь, где водоносный комплекс не распространен; *5* — скважина структурная или картировочная; *6* — скважина эксплуатационная на воду; *7* — гидроизопьезы, проведенные через 20 *м*

Рижского залива. При этом многие скважины, например в Килинги-Нымме, Тырва, Кирбла, Калласте, Выру, Валга, Антсла и др. фонтанируют. По данным рекам и нередко у подножья склонов при обнажениях пород комплекса наблюдаются выходы многочисленных родников на высоте от 0,2 до 15 *м* над уровнем воды. Нередко имеют место восходящие родники (Рыуге, Лийва, Мыра, Йыгевасте, Хеймтали и др.). В табл. 30 приведена характеристика некоторых родников, питающихся водами швентойско-тартуского водоносного комплекса.

Таблица 30

Некоторые родники швентойско-тартуского комплекса

Родники или группы родников	Абсолютные отм. выхода, *м*	Количество родников	Тип родника	Дебит, *л/сек*	Формула химического состава
Вильянди . . .	47—60	8	Нисходящие	7,0	$0{,}3\ \frac{HCO_3\ 70}{Ca\ 68\ Mg\ 21}$
Нуйа	57—66	6	»	4,9	$0{,}6\ \frac{HCO_3\ 87}{Ca\ 71\ Mg\ 29}$
Йыгевесте . .	34—40	3	Нисходящие и восходящие	1,2	$0{,}2\ \frac{HCO_3\ 97}{Ca\ 69\ Mg\ 28}$
Валгеметса . .	68—71	3	Нисходящие	2,0	$0{,}1\ \frac{HCO_3\ 75}{Ca\ 70\ Mg\ 28}$
Антсла	35	1	»	8,0	Нет сведений
Рыуге	110—120	17	Нисходящие и восходящие	13,5	» »

В общем глубина залегания уровня подземных вод швентойско-тартауского водоносного комплекса ввиду расчлененности рельефа в районе его распространения резко изменяется на небольшой территории. Поэтому представленная на рис. 12 схема залегания уровня подземных вод имеет неравномерные интервалы градаций. На возвышенности Сакала и Хаанья выделены участки с глубиной залегания уровня более 20 *м*, на возвышенности Отепя — от 0 до 20 *м*. Данные по глубинам уровня от поверхности земли приведены в табл. 31.

Как было указано выше, водообильность швентойско-тартуского комплекса обусловлена литологическим составом, пористостью и трещиноватостью пород. В среднем дебит эксплуатационных на воду скважин колеблется от 2 до 5 *л/сек* при понижении уровня на 3—8 *м*. Преобладающим является удельный дебит от 0,5 до 1 *л/сек*, реже до 2 *л/сек* и менее 0,5 *л/сек* (см. табл. 31). Помимо указанных факторов, на водообильность комплекса, судя по изменению водопроводимости пород, влияет и близость расположения области питания и обеспеченность в постоянном равномерном питании. Так, наиболее высокие значения коэффициента водопроводимости от 200 до 500 $м^2$/*сутки* приурочены к возвышенностям Сакала, Отепя и Хаанья. В районе выхода пород, при незначительной их мощности и недостаточном обеспечении в питании, коэффициент водопроводимости наименьший — менее 100 $м^2$/*сутки* (Вильянди, Холстре, Калласте и др.). Среднее значение коэффициента водопроводимости для остальной части территории колеблется от 100 до 200 $м^2$/*сутки* (см. табл. 31).

Химический состав подземных вод швентойско-тартуского водоносного комплекса по всей площади его распространения весьма однородный (рис. 14). Воды преимущественно гидрокарбонатные магниево-кальциевые, реже кальциево-магниевые с минерализацией 350—

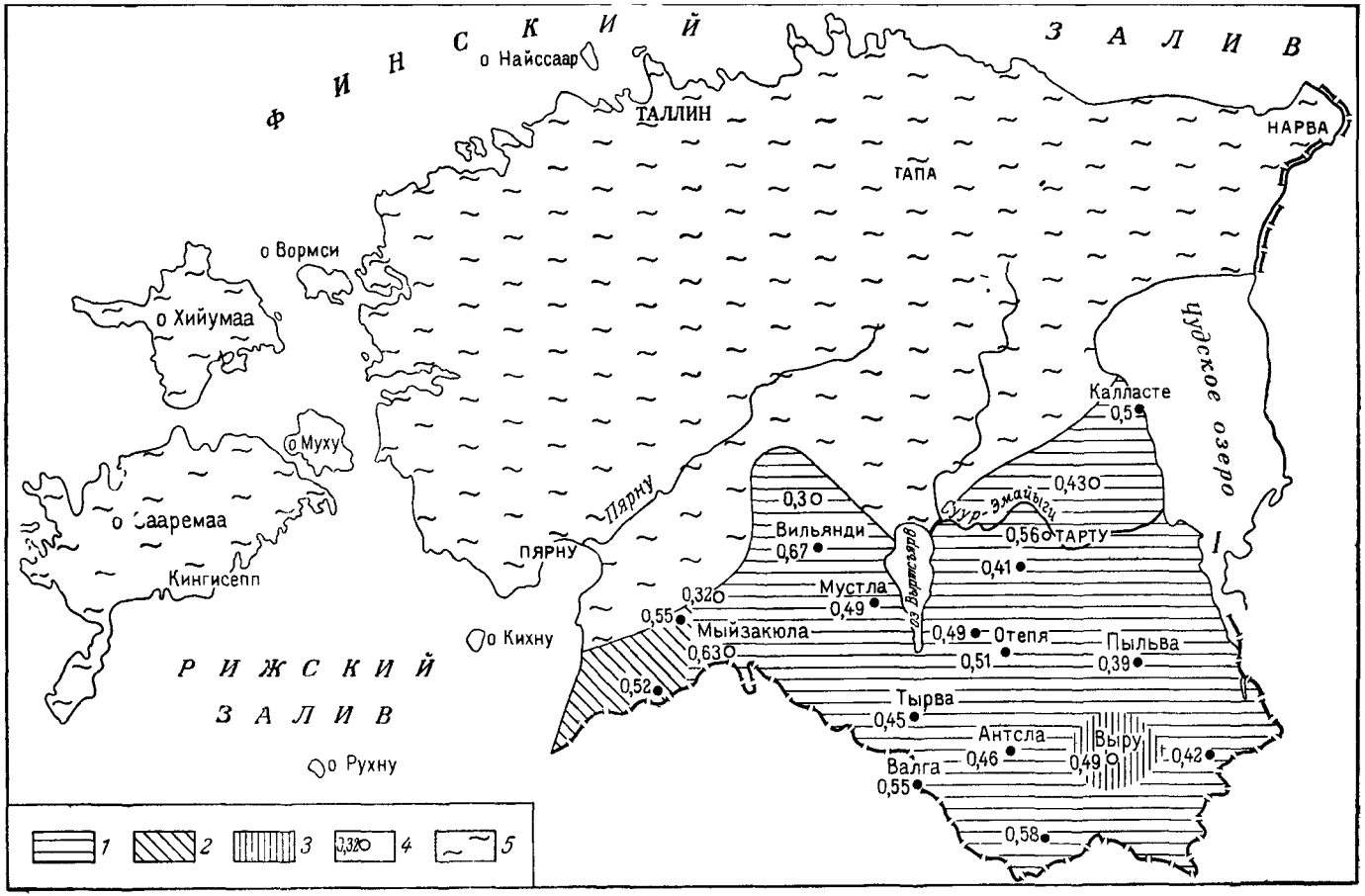


Рис. 14. Схематическая гидрохимическая карта швентойско-тартуского водоносного комплекса

Типы вод в интервале минерализации от 0,3 до 0,7 *г/л* *1* — гидрокарбонатные магниево-кальциевые, *2* — гидрокарбонатные кальциево-магниевые, *3* — гидрокарбонатные кальциево натриевые, *4* — опорная точка с величинами минерализации воды в *г/л*, *5* — водоносный комплекс не распространен

Таблица 31

Основные показатели швентойско-тартуского водоносного комплекса

Скважины	Глубина залегания кровли, *м*	Мощность, *м*	Уровень подземных вод, *м*		Дебит, *л/сек*	Пониж. уровня, *м*	Удельный дебит, *л/сек*	Коэф. водопров. *м²/сутки*
			от поверхности земли	абсолютные отметки				
Кнлинги-Нымме, коммунальный отдел	15	65+	0,0 (до 6,0)	60	5,0	7,0	0,71	150
Вильянди, управление дорог	4	46+	21	41	0,94	5,0	0,19	51
Канакюла	10	6	1	35	0,02	2,8	0,006	—
Холстре	25	73	16	84	2,0	3,0	0,66	93
Ланксааре	11	68	10	41	2,0	24,5	0,12	31
Порцусе	20	45+	6	53	1,0	24,9	0,04	—
Таагепера	9	136+	13	91	2,0	4,5	0,45	150
Нуйя	23	62+	21	87	13,6	6,9	1,95	420
Пикасилла	10	57	6	39	3,6	5,5	0,65	195
Тырва, Хельмеский детдом	9	94	16 (до +2)	58	4,8	3,3	1,26	—
Йыгевесте	16	49	14	46	0,5	2,9	0,19	110
Аакре	34	76	6	66	1,25	1,2	1,04	210
Кирбла	8	99	+1	65	2,7	5,0	0,54	70
Валгута	11	114	8	59	3,2	8,5	0,37	90
Калласте	3	55	2 (до +2)	38	2,8	7,2	0,40	78
Сооскалдусе	18	30+	3	60	0,7	1,2	0,64	100
Пухья	30	69	21	54	2,8	1,3	2,1	150
Камбья	61	66+	19	58	3,1	7,3	0,42	—
Эльва, пионерлагерь	40	49+	14	48	0,88	26,0	0,034	—
Ахья	2	120	6	42	4,0	1,7	2,2	—
Мааритса	63	20+	17	128	1,3	7,7	0,6	—
Ряпина	8	124+	2	33	8,9	6,2	1,43	500
Рууса	12	81+	5	35	2,8	2,0	1,39	280
Киома	25	201	13	80	1,8	6,0	0,30	145
Канепи	64	76+	10	130	7,0	11,0	0,63	104
Выру, отдел народного хозяйства	19	83+	3 (до +3)	71	2,2	1,3	1,69	220
Вана-Казаритса	44	80+	45	107	4,4	8,0	0,55	—
Сатсери	23	77+	23	26	5,5	6,0	0,92	147
Таеваскоя	13	70+	14	34	2,7	4,0	0,67	154
Отепя, маслозавод	75	105+	25	120	4,2	5,0	0,83	220
Арула	114	60+	30	143	1,7	4,3	0,39	—
Антсла, техникум	7	151+	4 (до +2)	81	2,5	5,3	0,47	125
Мынисте	5	65+	21	59	4,0	5,0	0,8	168
Мустла, маслозавод	12	74+	6	72	4,4	6,0	0,74	—
Валга, мясокомбинат	35	115+	3 (до +3)	52	3,5	4,0	0,87	210
Сурвакюла	5	7	1	41	2,3	4,4	0,52	70
Тарту, пивоваренный завод	0	80+	5	38	4,0	2,2	1,81	—
Вастселийиа	2	128+	45	105	5,0	2,6	1,94	330

Примечание. Здесь и в других таблицах знак + в графе 3 означает неполную (вскрытую) мощность комплекса или горизонта

450 *мг/л*, умеренно жесткие до жестких, с содержанием хлор-иона до 20 *мг/л* (табл. 32).

Подземные воды швентойско-тартуского водоносного комплекса содержат значительное количество железа, придающего воде слегка желтоватый оттенок и не совсем приятный вкус.

В большинстве случаев содержание железа в воде (табл. 33) превышает допустимые нормы (1 *мг/л*) в 2—3 раза и больше, о чем свидетельствуют результаты анализов, приведенные по исследованиям Л. Куйк (Kuik, 1964).

Таблица 32

Химические анализы подземных вод швентойско-тартуского комплекса

Скважины	Интервал опробования, м	Содержание основных компонентов, мг/л						Общая жесткость	Формула химического состава
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+}+K^{+}$	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}		
Вильянди, лесокомбинат	50—66	135	28	4	403	11	87	9,04	$0{,}67\ \frac{HCO_3\ 72\ SO_4\ 20}{Ca\ 73\ Mg\ 25}$
Канакюла	13—24	42	18	13	229	7	7	3,60	$0{,}32\ \frac{HCO_3\ 90}{Ca\ 50\ Mg\ 36}$
Ланксааре	59—89	40	47	32	384	8	10	5,9	$0{,}52\ \frac{HCO_3\ 94}{Mg\ 58\ Ca\ 30}$
Мыйзакюла, ж.-д. ст.	86—181	109	31	10	419	49	13	7,98	$0{,}63\ \frac{HCO_3\ 81}{Ca\ 64\ Mg\ 30}$
Карьянурме	78—110	71	24	Нет	325	5	10	5,5	$0{,}44\ \frac{HCO_3\ 94}{Ca\ 64\ Mg\ 35}$
Мустла, маслозавод .	45—86	65	27	18	342	11	18	5,48	$0{,}49\ \frac{HCO_3\ 89}{Ca\ 51\ Mg\ 36}$
Калласте, коммунальный отдел . .	35—81	79	27	6	366	11	10	6,2	$0{,}5\ \frac{HCO_3\ 92}{Ca\ 61\ Mg\ 35}$
Тарту, инкубатор . .	69—100	85	32	6	415	5	8	6,84	$0{,}56\ \frac{HCO_3\ 96}{Ca\ 60\ Mg\ 36}$
Ныо	70—100	78	19	Нет	305	5	Нет	5,1	$0{,}41\ \frac{HCO_3\ 97}{Ca\ 71\ Mg\ 29}$
Рынгу	67—90	72	31	.	366	8	10	6,2	$0{,}49\ \frac{HCO_3\ 93}{Ca\ 58\ Mg\ 42}$
Тырва, маслозавод .	Нет сведений	54	33	11	342	7	2	5,38	$0{,}45\ \frac{HCO_3\ 96}{Ca\ 46\ Mg\ 46}$
Отепя	То же	62	26	28	378	5	4	5,19	$0{,}51\ \frac{HCO_3\ 97}{Ca\ 49\ Mg\ 33}$
Пыльва	60—195	56	23	9	305	2	Нет	4,67	$0{,}39\ \frac{HCO_3\ 99}{Ca\ 55\ Mg\ 37}$
Валга, ж.-д. ст. Антсла, совхоз	67—195	65	35	28	390	8	25	5,6	$0{,}55\ \frac{HCO_3\ 90}{Ca\ 44\ Mg\ 40}$
Антсла, совхоз . . .	45—100	60	25	24	305	19	27	5,05	$0{,}46\ \frac{HCO_3\ 82}{Ca\ 49\ Mg\ 34}$
Обинитса	74—100	76	18	5	288	13	19	4,61	$0{,}42\ \frac{HCO_3\ 85}{Ca\ 68\ Mg\ 28}$
Мынисте	Нет сведений	90	35	16	422	12	7	7,31	$0{,}58\ \frac{HCO_3\ 93}{Ca\ 55\ Mg\ 36}$

Содержание фтора и йода, по данным Л. Куйк, отражено в табл. 34.

Как следует из приведенных в табл. 34 результатов анализов, воды швентойско-тартуского комплекса бедны содержанием йода. В них также наблюдается незначительное содержание органических соединений.

Таблица 33

Содержание железа в подземных водах швентойско-тартуского комплекса

Местоположение	Содержание железа, *мг/л*	Местоположение	Содержание железа, *мг/л*
Орава	1,5	Вастселийна	5,0
Мустла	4,0	Выру	2,10
Валга	1,5	Антсла	5,0
Рынгу	4,0	Карула	1,5
Обиинтса	4,0	Пюхаярве	5,0
Сымерпалу	1,2	Мыйзакюла	1,7
Вяймела	3,0	Каркси-Нуйа	1,2
Пенуя	5,0	Хельме	2,0
Тырва	2,0	Ныо	2,0
Отепя	5,0		

Уровенный режим подземных вод швентойско-тартуского водоносного комплекса характеризуется относительным постоянством и зависит от метеорологических условий. По режиму питания его можно отнести

Таблица 34

Содержание фтора и иода в подземной воде швентонско-тартуского комплекса

Местоположение	Содержание фтора, *мг/л*	Содержание йода, *γ/л*
Тарту	0,1	1,0
Хяэдемээсте	0,6	8,4
Вольвети	0,2	3,7
Абъя	0,1	2,3
Хельме	0,1	1,7
Отепя	0,1	2,1
Пыльва	0,2	2,1
Ряпина	0,9	3,1

к типу сезонного, преимущественно весенне-осеннего питания. Плавный ход изменения уровней с амплитудой 0,35—0,4 *м* (Верте, 1962; Савицкий, 1964) обусловлен характером водовмещающих пород и наличием в кровле мощной толщи четвертичных отложений, регулирующей ход уровней. По имеющимся данным сезонных изменений компонентов химического состава воды не наблюдается или же последние находятся в пределах точности анализа.

Существующая наблюдательная сеть в количестве трех скважин не обеспечивает полностью получения данных по особенностям режима описываемого комплекса. Санитарная благонадежность комплекса, перекрытого значительной по мощности толщей четвертичных отложений, не вызывает сомнений. При несоблюдении всех необходимых требований по затрубной цементации и изоляции поверхностных вод при строительстве каптажных сооружений наблюдается локальное загрязнение водоносного комплекса.

НАРОВСКАЯ ВОДОУПОРНАЯ, СПОРАДИЧЕСКИ ОБВОДНЕННАЯ ТОЛЩА

Наровская водоупорная спорадически обводненная толща приурочена к породам одноименного стратиграфического горизонта среднего девона и распространена в южной части Эстонии. Непосредственно под четвертичные отложения наровский горизонт выходит к югу от линии Пярну — Муствээ полосой северо-восточного простирания и шириной в среднем 20—30 *км*, за исключением района Сууре-Яани, где ширина ее уменьшается до 5 *км*. Мощность четвертичных отложений в этой полосе колеблется в широких пределах: от 0—10 до 30—50 *м*.

В южном направлении наровский горизонт согласно общему падению девонских отложений погружается под более молодые слои среднего и верхнего девона и залегает на абсолютных отметках от 40 до —150 *м*. Глубина залегания кровли от поверхности земли увеличивается от 9 до 27 *м* на границе выхода горизонта под четвертичные отложения и до 250—350 *м* и более — в юго-восточной части территории республики.

В северо-восточной части территории распространения в качестве водоупорной спорадически обводненной толщи рассматривается нижняя часть наровского горизонта, представленная мергелями, глинами и доломитами с прослоями и линзами глинистых алевролитов, тогда как верхняя часть мощностью 25—35 *м*, сложенная терригенными разностями, главным образом песками и песчаниками и по гидрогеологическим показателям сходная с вышележащим тартуским водоносным комплексом, соответственно отнесена к последнему. Относительно водоупорный характер наровских отложений был подтвержден также исследованиями гидрогеологов А. Вяярси (1961) и В. Тасса (1963), проводившими съемку в северо-восточной и восточной Эстонии.

В южном и западном направлениях весь разрез наровского горизонта в связи с фациальным переходом в глинистые и плотные мергелистые разности приобретает характер водоупорной практически безводной толщи.

На рис. 15 приведена схема изменения мощностей и залегания кровли наровской водоупорной спорадически обводненной толщи. С погружением слоев мощность толщи возрастает. Так, в полосе выхода наровского горизонта под четвертичные отложения мощность водоупора изменяется в пределах от 6 (Тийрикоя) до 21 *м* (Лахмусе), увеличиваясь в южном направлении до 60 *м* (Мыйзакюла), 80 *м* (Карбла, Палу, Краби) и более 80 *м* (Мынисте).

По имеющимся немногочисленным данным, с учетом гипсометрии современного рельефа, составлена карта-схема глубин залегания напорного уровня от поверхности земли (рис. 16), из которой следует, что в пониженных участках Пярнуской низменности на западе и низины Чудского озера на востоке выделяются районы, где скважины наровской водоупорной, спорадически обводненной толщи дают самоизливающуюся воду. В направлении к повышенным участкам рельефа наблюдается увеличение глубин залегания уровней.

Схема пьезометрических уровней по площади распространения водоупорной, спорадически обводненной толщи приведена на рис. 17. На ней можно проследить соподчиненность уровней описываемой толщи с уровнями вышележащих водоносных толщ.

В северо-восточной части района распространения наровской толщи водообильность ее наиболее высокая — удельный дебит скважины составляет 0,2 *л/сек* (д. Хаавакиви). В южном направлении по мере погружения наровский горизонт приобретает характер водоупор-

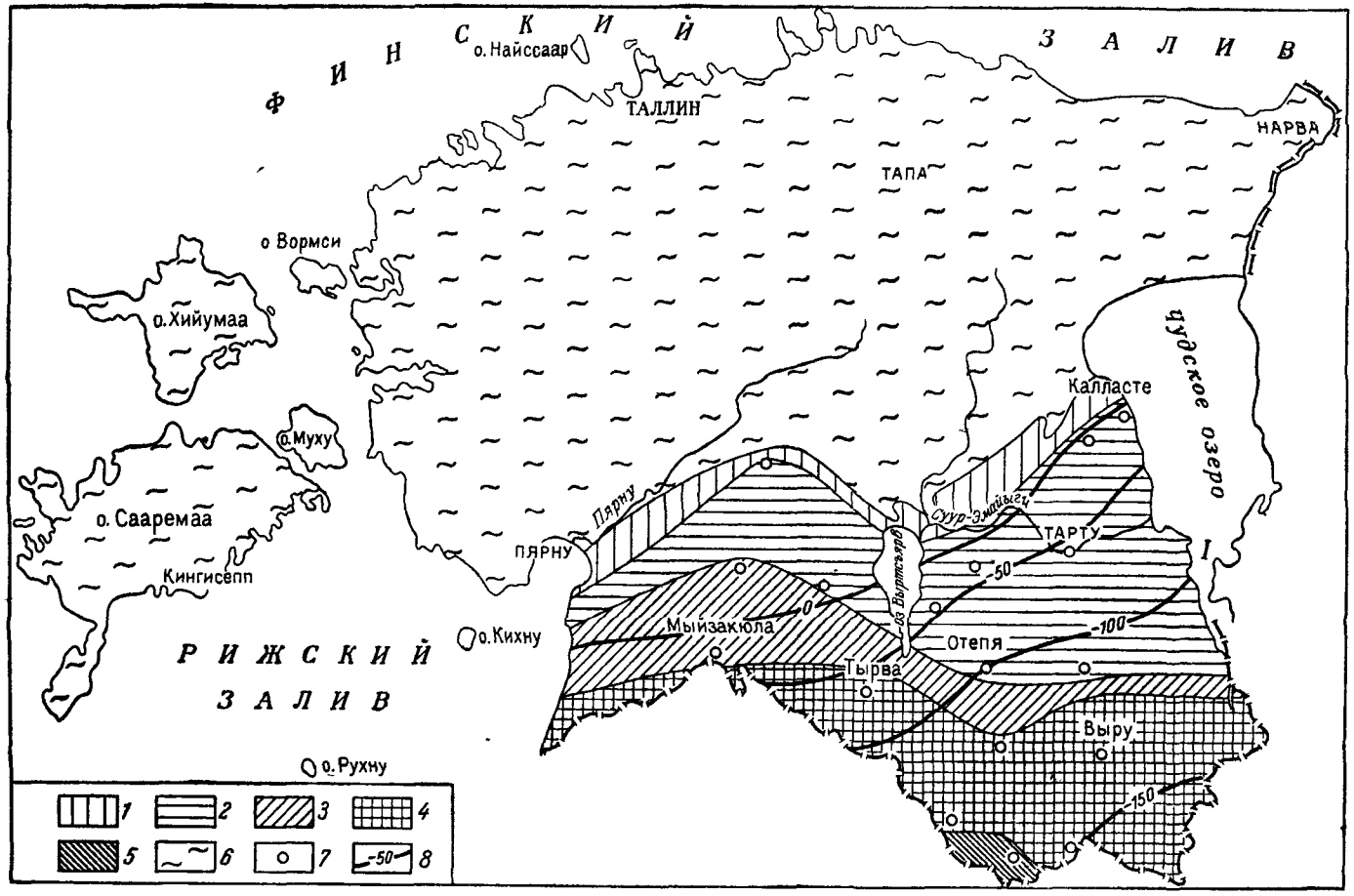


Рис. 15 Схематическая карта глубин залегания мощности и рельефа кровли наровской водоупорной спорадически обводненной толщи

Мощность водоупорной толщи: *1* — от 0 до 20 *м*; *2* — от 20 до 40 *м*, *3* — от 40 до 60 *м*, *4* — от 60 до 80 *м*, *5* — более 80 *м*; *6* — водоупорная толща не распространена; *7* — скважина структурная или картировочная, *8* — изолинии кровли в абс отметках, проведенные через 50 *м*

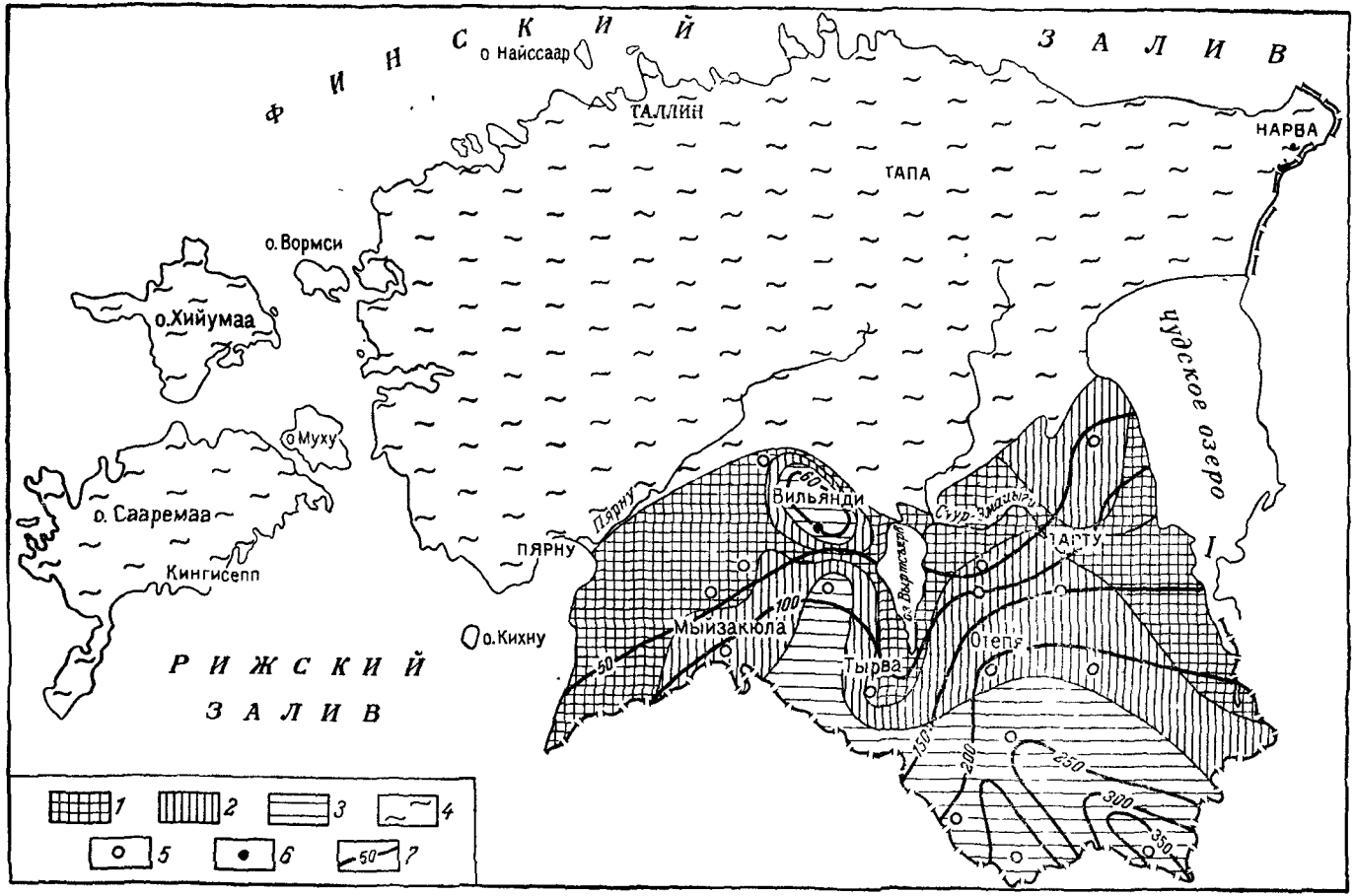


Рис. 16. Схематическая карта глубин залегания уровня и кровли наровской водоупорной, спорадически обводненной толщи

Глубина залегания уровня воды от поверхности земли: *1* — участки самоизлива, *2* — от 0 до 20 *м*; *3* — ниже 20 *м*; *4* — водоупорная толща не распространена; *5* — скважина структурная или картировочная; *6* — скважина эксплуатационная на воду, *7* — глубина залегания кровли от поверхности в изолиниях, проведенных через 50 *м*

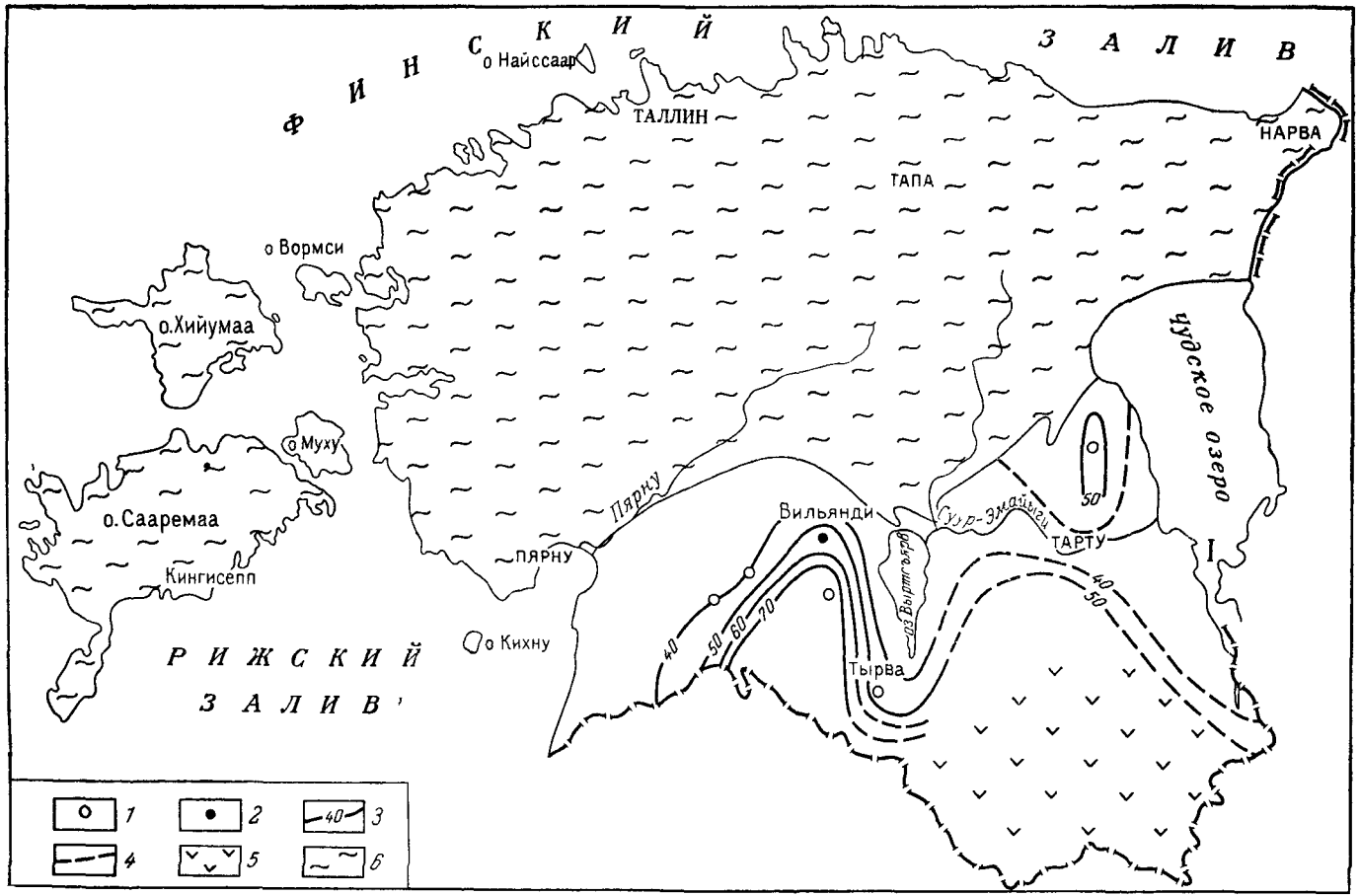


Рис. 17. Схематическая карта гидроизопьез наровской водоупорной, спорадически обводненной толщи

1 — скважина структурная или картировочная; *2* — скважина эксплуатационная на воду; *3* — гидроизопьезы, проведенные через 10 *м*; *4* — границы, проведенные условно; *5* — территория, не изученная в гидрогеологическом отношении, *6* — водоносная толща не распространена

Таблица 35

Основные показатели наровской водоупорной спорадически обводненной толщи

Скважины	Глубина залегания кровли, *м*	Мощность, *м*	Уровень подземных вод, *м*		Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*	Удельный дебит, *л/сек*
			от поверхности земли	абсолютные отметки			
Хаавикиви	12	63	5	43	0,52	2,5	0,2
Нына	65	35	5	66	0,82	8,76	0,093
Асукюла	23	44	+2	40	0,05	0,85	0,06
Канакюла	17	48	+4	32	0,57	8,15	0,06
Вяаремыйза	60	40	27	53	4,4	20,6	0,21
Холстре	98	40	15	85	0,12	4,17	0,03
Тырва	114	72	+1,5	48	0,014	3,3	0,003

ной толщи, о чем свидетельствуют также приведенные в табл. 35 данные по водообильности скважин.

В табл. 36 на примере некоторых водопунктов, в основном разведочных скважин, охарактеризован химический состав подземных вод наровской водоупорной, спорадически обводненной толщи.

Таблица 36

Химические анализы подземных вод наровской толщи

Скважины	Интервал опробования, *м*	Содержание основных компонентов, *мг/л*						Общая жесткость, *мг/экв*	Формула химического состава
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+}+K^{+}$	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}		
Хаавакиви	18—33	54	37	5	360	4	Нет	5,7	$0{,}3\,\frac{HCO_3\,99}{Mg\,51\;Ca\,45}$
Нына	71—84	73	34	4	390	5	4	6,43	$0{,}4\,\frac{HCO_3\,97}{Ca\,55\;Mg\,42}$
Асукюла	31—63	45	24	9	265	5	7	4,25	$0{,}36\,\frac{HCO_3\,94}{Ca\,48\;Mg\,43}$
Канакюла	43—65	50	36	34	390	17	1	5,45	$0{,}54\,\frac{HCO_3\,93}{Mg\,43\;Ca\,36\;Na\,21}$
Холстре	115—135	67	23	9	332	1	7	5,23	$0{,}44\,\frac{HCO_3\,98}{Ca\,60\;Mg\,33}$
Тырва	112—121	40	12	37	268	7	Нет	3,0	$0{,}33\,\frac{HCO_3\,96}{Ca\,43\;Na\,35\;Mg\,22}$

По химическому составу подземные воды наровской толщи относятся к пресным гидрокарбонатным магниево-кальциевым с минерализацией 0,3—0,54 *г/л* и общей жесткостью 4,2—6,4 *мг-экв/л*, т. е. аналогичны водам вышележащего тартуского водоносного комплекса. Это обстоятельство, а также незначительные отличия между уровнями вышележащего и нижележащего водоносных комплексов указывают на их гидравлическую взаимосвязь и общность условий питания и разгрузки. Поэтому наровский горизонт и рассматривается, особенно для северной части полосы выхода, в качестве относительного водоупора.

ПЯРНУСКИЙ ВОДОНОСНЫЙ ГОРИЗОНТ

Этот горизонт приурочен к породам одноименного стратиграфического горизонта среднего девона, распространенного в южной части Эстонии. В обнажениях на правом берегу р. Пярну и ее притока р. Навести прослеживается контакт пярнуского горизонта с нижележащими карбонатными породами нижнего силура. Далее в районе г. Вильянди граница распространения пярнуского горизонта приобретает южное и от оз. Выртсъярв — северо-восточное направление.

Южнее и юго-восточнее выхода на поверхность земли (под четвертичными отложениями) пярнуские отложения погружаются под более молодые породы девона. Здесь они вскрыты картировочными и структурными скважинами, которыми установлено их налегание в юго-восточной части республики (Выру, Вяймела, Антсла) на ордовикские породы, в центральной полосе распространения (Вильянди, Тарту, Тырва, Отепя) — на нижнесилурийские, в районе к западу от Вильянди — Мыйзакюла — на верхнесилурийские и в районе Мынисте — непосредственно на породы кристаллического фундамента.

Пярнуский водоносный горизонт сложен мелко- и среднезернистыми слабосцементированными полевошпатово-кварцевыми песчаниками, местами брекчиевидными и гравелистыми алевролитами с включениями (преимущественно в верхней части разреза) плоской красновато-коричневой глиняной гальки. Венчается разрез карбонатными и терригенными породами — тонкослоистыми доломитизированными известняками и алевролитами. В основании пярнуских отложений обычно залегает базальный слой гравелитового песчаника, содержащего окатанные обломки подстилающих пород (Лаанеметса, Лаэва, Каагвере, Ныва).

Изменение мощности горизонта и условий залегания по площади изображено на карте-схеме (рис. 18), на которой отмечается общая закономерность увеличения мощности пярнуских отложений в южном направлении и последующее уменьшение их в районе Мынисте — Локновского поднятия. Так, в полосе выхода пярнуского горизонта под четвертичные отложения мощность его равна: в Канакюла 30 *м*, Ныва 35 *м*, Тийрикоя 12 *м*. Южнее, с погружением под отложения наровского горизонта, мощность увеличивается до 65 *м* в Мыйзакюла, 67,5 *м* в Отепя, 73 *м* в Палу, а на крайнем юго-востоке установлено уменьшение мощности пярнуских отложений до 42 *м* (Мынисте).

Величина погружения горизонта более или менее равномерная и составляет в среднем 1,5 *м* на 1 *км*.

Верхним относительным водоупором для пярнуского водоносного горизонта является описанный выше горизонт. Выделение же нижнего водоупора затруднительно, так как подстилающие породы силура и ордовика являются в целом водоносными. Отдельные же горизонты силура, например яниский и адаверевский, представленные более глинистыми и мергелистыми разностями и не имеющие повсеместного распространения выдержанных мощностей, а также постоянства литологического состава, могут рассматриваться лишь в качестве локального водоупора.

Статический уровень подземных вод пярнуского водоносного горизонта колеблется в широких пределах: от самоизлива в пониженных участках рельефа до 30 *м* (и больше) ниже поверхности земли в районах, гипсометрически более высоких. На прилагаемой карте-схеме (рис. 19) выделены зоны глубин залегания уровня подземных вод с интервалом 10 *м*. При этом в качестве исключения на западе район Пяр-

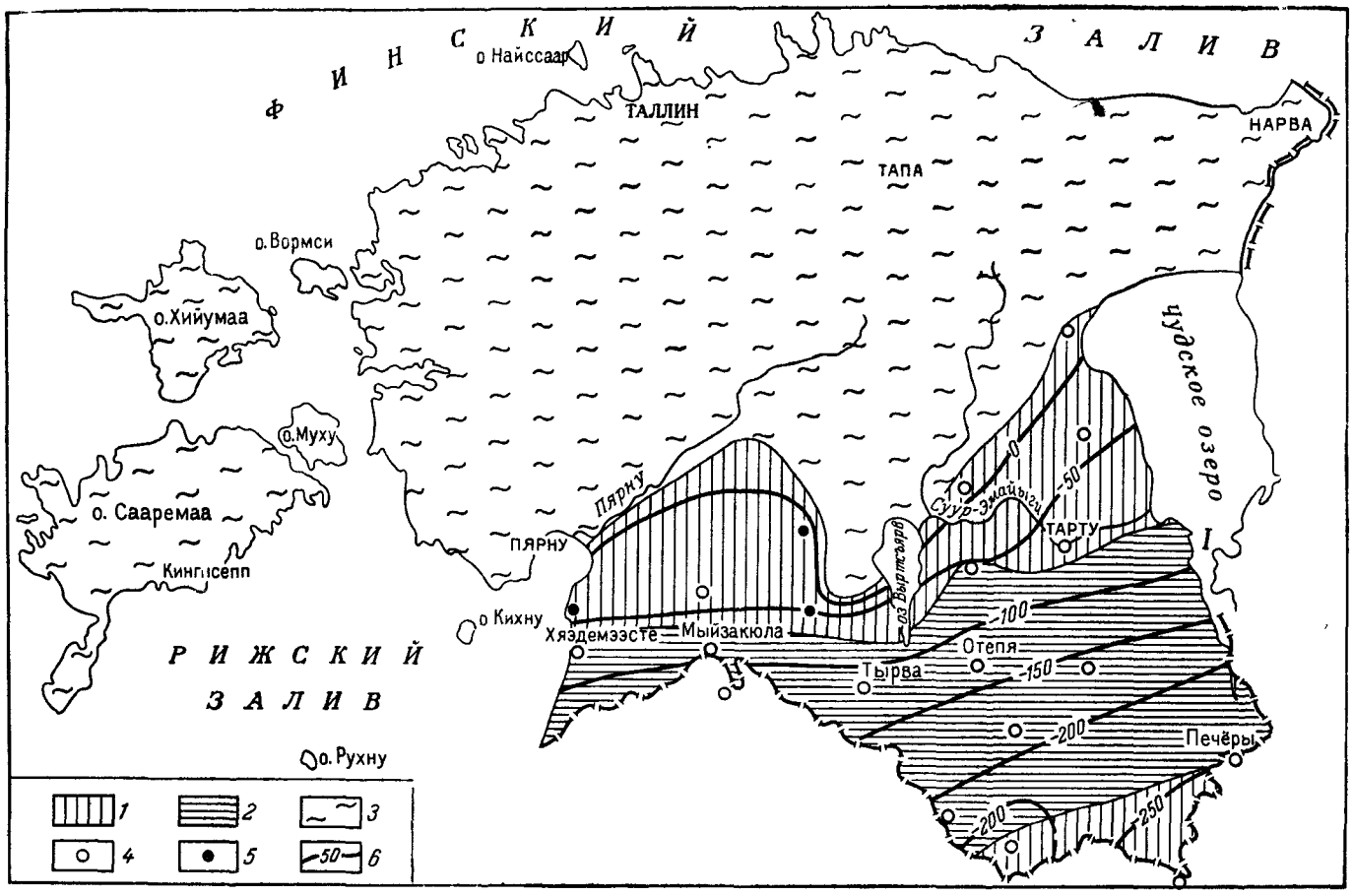


Рис. 18. Схематическая карта распространения, изменения мощности и рельефа кровли Пярнуского водоносиого горизоита

Мощность водоносного горизонта: *1* — от 0 до 50 *м*; *2* — от 50 до 100 *м*; *3* — водоносный горизонт не распространен; *4* — скважина структуриая или картировочная; *5* — скважина эксплуатационная на воду; *6* — изолинии кровли в абс. отметках, проведенные через 50 *м*

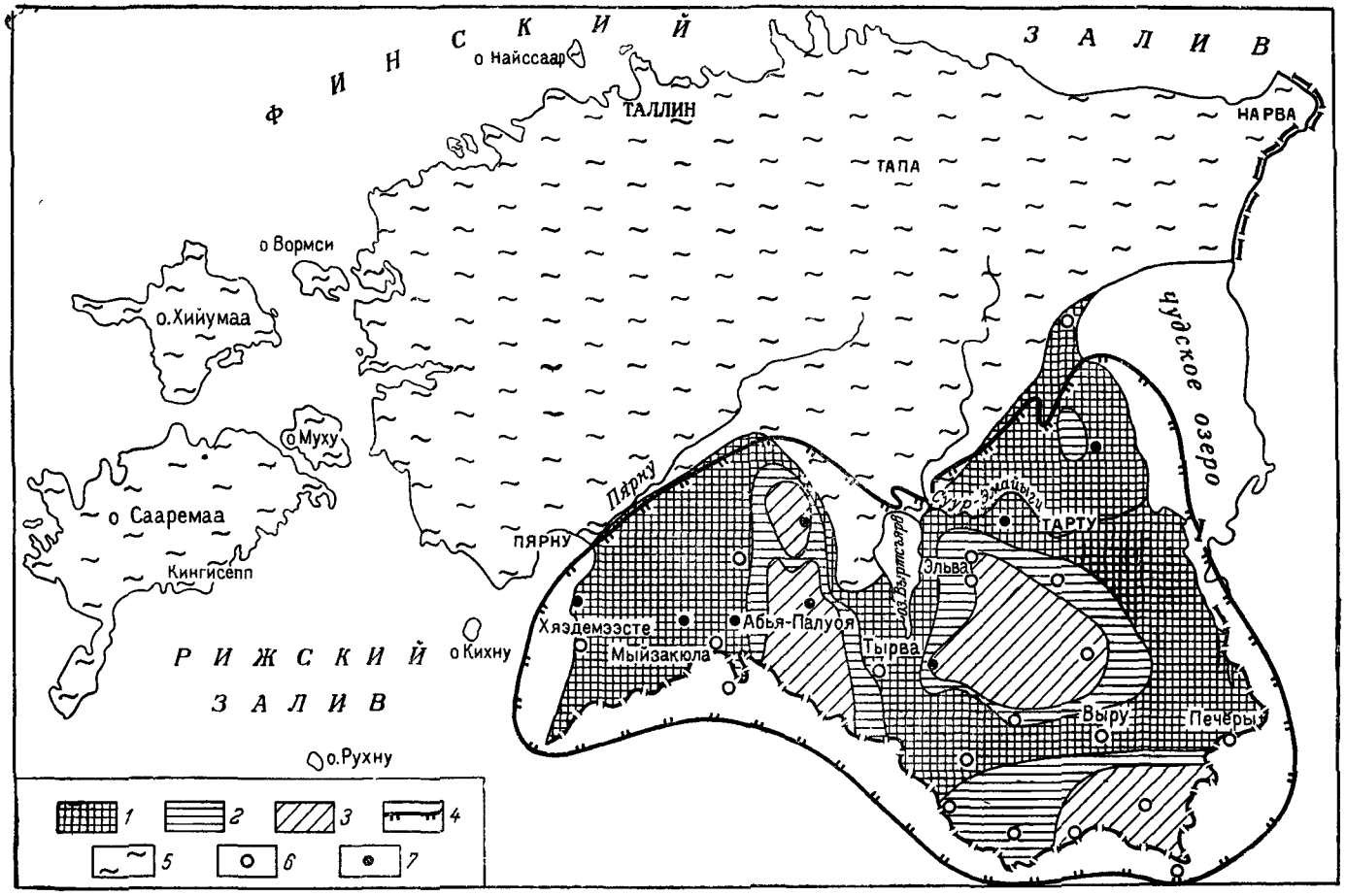


Рис 19 Схематическая карта глубин залегания подземных вод и характера гидравлической изолированности Пярнуского водоносного горизонта

Глубина залегания уровня от поверхности земли *1* — от самоизлива до 10 *м*; *2* — от 10 до 20 *м*; *3* — ниже 20 *м*
Характер гидравлической изолированности, *4* — граница покрывающей ияровской водоупорной спорадически обводненной толщи; *5* — водоносный горизонт не распространен, *6* — скважина структурная или картировочная, *7* — скважина эксплуатационная на воду

нуской низменности выделен в интервалах от самоизлива до 10 *м* от поверхности.

Абсолютные отметки уровня подземных вод пярнуского водоносного горизонта находятся в пределах 10—30 *м* в районе Пярнуской низменности, 40—60 *м* — в районе Сакалаской возвышенности, 40 *м* на востоке, в районе низины Чудского озера, и в пределах 50—80 *м* — в районе возвышенностей Отепя и Хаанья (рис. 20). Таким образом, основные области питания водоносного горизонта находятся на возвышенностях Сакала, Отепя и Хаанья, а областями разгрузки являются Рижский залив, а также Чудское озеро, оз. Выртсъярв, р. Суур-Эмайыги и другие местные эрозионные современные и погребенные врезы.

Водообильность пярнуского водоносного горизонта в районе его выхода под четвертичные отложения характеризуется дебитом скважин: 4,0 *л/сек* при понижении 1,4 *м* (Выйду), 5 *л/сек* при понижении 6 *м* (Алатскиви), 4,3 *л/сек* при понижении 4,7 *м* (Мякасте). В области погружения горизонта под более молодые отложения девона водообильность его зависит от условий питания, литологического состава и конструкции водозаборных сооружений (табл. 37).

В целом водообильность пярнуского водоносного горизонта, за исключением отдельных скважин, высокая, среднее значение удельного дебита скважины колеблется от 1 до 3 *л/сек*.

Характеристика химического состава подземных вод пярнуского горизонта помещена в табл. 38.

Как видно по результатам анализов, подземные воды пярнуского горизонта на большей части территории Эстонии пресные, умеренно жесткие, гидрокарбонатные кальциево-магниевые или магниево-кальциевые с минерализацией от 0,2 до 0,58 *г/л*. Исключение составляют воды из разведочных скважин в местечках Энну и Кариярве, а также эксплуатационной скважины в районе Выйсте, где отмечено несколько повышенное содержание хлор-иона и натрия.

В южном направлении, по отчетным материалам Л. Б. Пааскиви (1958) и З. П. Гутниковой (1960), отмечен переход от пресных вод к минерализованным, о чем свидетельствуют данные анализа фильтрата промывочных вод по разведочным скважинам в Выру, Локно, Краснодудово (см. табл. 35). В последних двух пунктах вскрыты хлоридные натриевые слабые рассолы с минерализацией до 56,2 *г* и повышенным содержанием брома. По данным А. Вяярси (1963), к востоку от Валга, в районе Карула, из этого же горизонта получена очень жесткая вода сульфатно-хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией 1,6 *г/л*.

Следует отметить, что воды с повышенной минерализацией тяготеют к наиболее глубокой части Выруского прогиба, расположенного к северу от Мынисте-Локновского поднятия и входящего в гидродинамическую зону затрудненного водообмена. Последняя характеризуется увеличением общей минерализации вод и изменением их состава от гидрокарбонатных магниево-кальциевых до сульфатно-гидрокарбонатных кальциево-натриевых и далее до хлоридных натриевых.

К зоне свободного водообмена в этой полосе относятся подземные воды до глубины 250 *м*, и границу этой зоны ориентировочно можно провести по кровле наровского горизонта среднего девона.

В ряде случаев в воде пярнуского горизонта установлено повышенное содержание железа (в *мг/л*): Калласте 2,0; Алатскиви 3,0; Кукулинна 2,0; Вильянди и Вольвети 3,0; Ярвекюла 1,7; Килинги-Нымме 1,1; Карула 5,2 и Тали 2,0 (L. Kuik, 1964).

Фтор и йод содержатся в следующих количествах: Тарту — соответственно 0,2 *мг/л* и 1,9 *γ/л*; Вильянди — 0,1 *мг/л* и 2,6 *γ/л*.

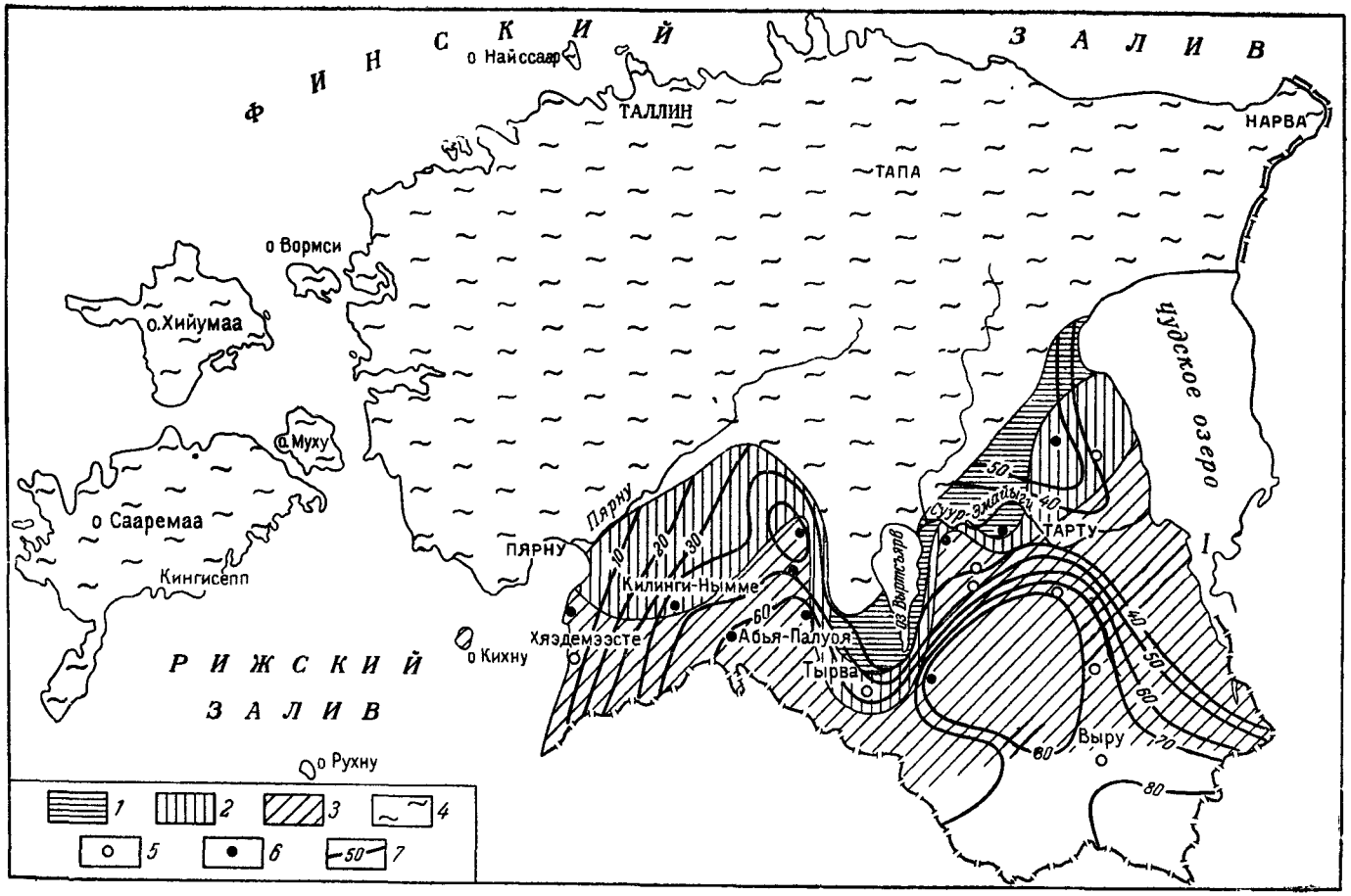


Рис. 20. Схематическая карта водопроводимости и гидроизопьез Пярнуского водоносного горизонта

Коэффициент водопроводимости: *1* — менее 100 *м²/сутки*; *2* — от 100 до 200 *м²/сутки*; *3* — от 200 до 500 *м²/сутки*; *4* — водоносный горизонт не распространен; *5* — скважина структурная или картировочная, *6* — скважина эксплуатационная на воду, *7* — гидроизопьезы, проведенные через 10 *м*

Таблица 37

Основные показатели пярнуского водоносного горизонта

Скважины	Глубина залегания кровли, *м*	Мощность, *м*	Уровень подземных вод, *м*		Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*	Удельный дебит, *л/сек*	Коэффициент водопроводимости, *м²/сутки*
			от поверхности, *м*	абс. отм.				
Хаавакивн	48,3	38,7	3,3	44,7	1,9	5,7	0,33	75
Мякасте	102	13+	11,4	68,6	4,3	4,7	0,92	120
Алатскивн	103	19+	2,0	38,0	5,0	6,0	0,82	137
Выйду	84	26+	23,0	67,0	4,0	1,4	2,85	370
Пухья	85	37+	11,6	35,6	6,9	2,8	2,44	390
Уюла	80	50+	22,5	27,5	4,0	4,0	1,0	130
Ремси	80	10+	13,4	31,6	2,5	18,6	0,13	21
Пуйату	85	15+	3,2	62,8	3,6	7,7	0,47	61
Ильматсалу	82	8+	3,0	35,0	5,0	20,0	0,25	47
Синналлику	90	30	19,5	44,0	7,2	2,5	2,48	322
Тарту, трансформаторная подстанция	66,0	69,0+	18,7	39,3	5,0	10,0	0,5	97
Тарту, молочный комбинат	80,0	76,0	28,0	36,8	9,0	2,8	3,46	550
Тарту, завод железобетонных изделий	43,6	103	6,8	51,2	6,4	2,5	2,58	335
Вийратси	80,5	20+	14,1	55,9	6,1	14,6	0,41	53
Кариярве	114,3	61,3	20,6	36,3	5,7	5,5	1,03	350
Сурью	41,0	13,4	1,8	8,2	1,5	0,7	—	260
Раниу	102	30,5+	0,0	38,0	4,5	29,5	0,15	19
Эльва, районная больница	152	19,2+	13,5	45,1	6,6	2,5	2,6	338
Выйсте	40	25+	+2,0	6,0	6,6	4,1	1,61	232
Энну	185,8	36+	18,1	71,8	0,3	4,0	0,07	—
Йооди	153	49+	34,6	61,4	4,0	3,7	1,07	200
Хяэдемээсте	70	42+	1,5	3,9	10,0	5	2,0	320
Килинги-Нымме, лесхоз	117	26	13,0	45,4	5,8	7,0	0,83	158
Мыйзакюла	152,3	64,7+	6,0	67,2	6,7	1,3	5,2	786
Абья	141	67,5	3,5	60,5	2,2	7,0	0,33	46
Кнрбла	187	50,6	+0,3	64,1	0,05	2,5	0,02	3
Каркси-Нуйя	170	30+	20,0	77,0	5,5	6,8	0,80	104
Тырва	186,3	58,2	+9,2	55,7	4,4	7,1	0,61	104
Мягнсте	248	27+	21,5	88,5	2,7	15,5	1,7	239
Кнома	254,7	70,3	21,5	70,7	1,8	6,0	0,3	—

Таблица 38

Химические анализы подземных вод пярнуского горизоита

Местоположение скважины	Интервал опробования, *м*	Содержание основных компонентов, *мг/л*						Общая жесткость, *мг/экв*	Формула химического состава
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+}+K^{+}$	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}		
Хаавакиви	48—61	52	35	35	317	5	4	5,48	$0{,}2\,\frac{HCO_3\,96}{Mg\,53\;Ca\,46}$
Уюла	80—130	25	27	10	213	10	10	3,5	$0{,}3\,\frac{HCO_3\,90}{Mg\,59\;Ca\,31}$
Ремси	66—90	23	29	Нет	207	12	10	3,5	$0{,}28\,\frac{HCO_3\,86}{Mg\,69\;Ca\,31}$
Тарту, трансформаторная подстанция	102—135	64	46	7	433	5	Нет	7,40	$0{,}56\,\frac{HCO_3\,98}{Mg\,52\;Ca\,44}$
Вильянди, контора коммунального хозяйства	80—112	112	23	1	390	4	51	7,50	$0{,}58\,\frac{HCO_3\,85}{Ca\,74\;Mg\,25}$
Кариярве	135—138	42	37	52	409	7	18	5,2	$0{,}5\,\frac{HCO_3\,89}{Mg\,41\;Na\,30\;Ca\,29}$
Энну	199—222	79	9	37	305	7	22	4,43	$0{,}3\,\frac{HCO_3\,83}{Ca\,60\;Na\,27}$
Выйсте	45—65	50	26	48	281	78	4	4,72	$0{,}49\,\frac{HCO_3\,68\;Cl\,32}{Ca\,37\;Mg\,33\;Na\,30}$
Кирбло	197—238	39	30	11	281	5	7	4,38	$0{,}25\,\frac{HCO_3\,94}{Mg\,51\;Ca\,39}$
Тырва	176—221	61	31	8	360	1	1	5,60	$0{,}47\,\frac{HCO_3\,99}{Ca\,51\;Mg\,43}$
Эльва	124—200	46	45	17	403	4	4	6,05	$0{,}52\,\frac{HCO_3\,97}{Mg\,55\;Ca\,34}$
Киома	188—258	31	16	6	159	6	8	—	$0{,}24\,\frac{HCO_3\,83}{Ca\,52\;Mg\,41}$
Выру*	250—347	54	12	87	2	1 222	160	8,68	$2{,}69\,\frac{Cl\,83}{Na\,91}$
Выру*	Нет сведений	419	71	244	119	28	1 663	26,74	$2{,}54\,\frac{SO_4\,94}{Ca\,57\;Na\,27}$
Карула	260—310	184	41	321	159	450	539	12,55	$1{,}6\,\frac{Cl\,48\;SO_4\,42}{Na\,53\;Ca\,35}$
Краснодудово	Нет сведений	3 940	1 010	1 612	61	33 700	1 360	278,8	$56{,}17\,\frac{Cl\,97}{Na\,72\;Ca\,60}$
Локио	340—352	3 296	1 162	15 642	97	3 255	2 221	700,8	$54{,}98\,\frac{Cl\,95}{Na\,73}$

* Химические анализы фильтрата промывочных вод.

Из азотных соединений чаще встречается аммоний, в большинстве случаев в количестве от 0,1 до 0,2 *мг/л*, в отдельных случаях — до 0,55—0,7 *мг/л* (Эльва, Кирбла).

Режим подземных вод пярнуского горизонта в большинстве случаев ввиду гидравлической взаимосвязи отражает характер режима нижележащего — силурийского и вышележащего — швентойско-тартуского водоносных комплексов. Установлена зависимость уровенного режима от воздействия климатических факторов: осадков и температуры с запаздыванием примерно на одну декаду. Сезонные колебания уровня незначительные: в Вильянди 1,1 *м* (1956 г.), 0,8 *м* (1957 г.), 1,45 *м* (1958 г.); на о. Кихну по данным 1958—1960 гг. отмечены также незначительные колебания порядка 0,5—0,7 *м*. При этом максимальные уровни в 1958 г. были в мае: 3,38 *м* и минимальные — в декабре: 4,57 *м* от поверхности земли (Верте, 1956—1960). Установлено, что режим подземных вод на о. Кихну обусловлен климатическими факторами, имеющими место на материке. Характер сезонных изменений химического состава подземных вод и температуры не установлен. В Тарту, где организована группа наблюдательных скважин (пост IV) для изучения режима взаимосвязанного пярнуско-силурийского водоносного комплекса, установлено нарушение эксплуатацией естественных условий и формирование искусственного режима, на фоне которого влияние факторов естественного режима слабо отображается или по техническим причинам (режим изучается в эксплуатационных скважинах) улавливается с недостаточной точностью.

СИЛУРИЙСКИЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Указанный водоносный комплекс приурочен к отложениям силура, представленным на территории республики двумя отделами — верхним, имеющим распространение только на островах Сааремаа и Муху, и нижним, развитым помимо островов в центральной и частично в южной материковой части Эстонии.

В стратиграфическом отношении силурийский водоносный комплекс объединяет: охесаареский, каугатумаский, паадлаский и каармаский горизонты верхнего отдела и яагарахуский, яаниский, адавереский, райккюлаский, тамсалуский и юруский горизонты нижнего отдела силура. Распространенные на островах породы верхнего силура представлены известняками, глинистыми известняками и доломитами, часто чередующимися с прослоями мергеля. Содержание глинистого материала и степень доломитизации изменчива как по разрезу, так и по площади.

В полосе выхода карбонатных пород они обладают хорошими коллекторскими качествами, а соответственно и водообильностью, вследствие широкого распространения трещиноватых и закарстованных зон. С погружением пород под вышележащие стратиграфические горизонты на о. Сааремаа, в частности в г. Кингисепп, нередко на глубинах порядка 50 *м* наблюдается слабая водообильность. Мощность пород верхнего отдела на о. Сааремаа, по данным структурного бурения, достигает 139 *м* (скв. Охесааре на о. Сааремаа).

Нижний отдел силура начинается с яагарахуского горизонта, имеющего распространение только в западной материковой части республики и на о. Сааремаа. Сложен этот горизонт преимущественно доломитами, часто трещиноватыми и кавернозными с прослоями глинистых и доломитизированных известняков. Породы яаниского и адавереского горизонтов представлены глинистыми известняками и мергелями, нередко сильно доломитизированными, при этом отмечено постепенное

увеличение содержания глинистого материала в западном направлении. Так, в районе г. Пярну в адавереском горизонте наблюдается преобладание мергелей над известняками, а на о. Сааремаа — глины. В восточной части Эстонии горизонт представлен доломитами и известняками с прослоями мергеля (Паламузе, Лаэва).

Породы, залегающие ниже райккюлаского горизонта, представлены афанитовыми известняками и доломитами, в нижней и верхней части горизонта обычно чередующимися с прослоями глинистого известняка и мергеля. Нередко эти образования доломитизированы, трещиноваты и кавернозны, что особенно характерно для восточной части площади распространения силурийских отложений.

Венчающие разрез породы тамсалуского и юруского горизонтов нижнего отдела силура в западной части Эстонии и на островах представлены глинистыми известняками, часто чередующимися с прослоями мергеля. В юго-восточной части эти горизонты сложены сильно глинистыми известняками и доломитами с прослоями известняковых глин и мергелей (Отепя). В районе Лаэва и Эллавере породы описываемых горизонтов трещиноваты.

Таким образом, силурийский водоносный комплекс в целом представлен карбонатными породами — известняками, доломитами и мергелями, в разной степени трещиноватыми, кавернозными и доломитизированными с различным содержанием глинистых и мергелистых разностей. При этом наиболее водообильные зоны приурочены к местам залегания карбонатной толщи под четвертичными отложениями, а также локально к отдельным стратиграфическим горизонтам или частям его: паадласкому, частично каармаскому на островах, яагарахускому — в западной части и райккюласкому — в восточной части материка. Учитывая, что указанные выше наиболее водообильные зоны и водоносные слои четко не оконтурены и не выявлены (вследствие недостаточной изученности разреза по площади и по вертикали, а также и резкой литолого-фациальной изменчивости пород), карбонатный комплекс силурийских пород в гидрогеологическом отношении рассматривается в дальнейшем как единая гидравлически связанная водоносная толща.

Схема изменения мощностей водовмещающих пород силурийского комплекса и глубин залегания кровли приведена на рис. 21.

Как указывалось выше и как видно из карты-схемы, площади с наибольшими мощностями — выше 200 *м*, приурочены к западной материковой части республики и островам. Постепенное уменьшение мощностей, вплоть до полного отсутствия отложений, происходит в направлении краевых частей силурийского бассейна, т. е. в северном, северо-восточном и юго-восточном направлениях. Данные о мощностях силурийской толщи в отдельных пунктах, а также прочие гидрогеологические параметры, приведены в табл. 39.

Общее пологое падение кровли силурийского водоносного комплекса в южном направлении ввиду неравномерно эродированной поверхности местами переходит в более крутое. Так, падение кровли в центральной Эстонии имеет величину порядка до 1 *м* на 1 *км*, тогда как к югу от линии Пярну — Тарту отмечено более резкое падение — порядка 2—2,5 *м* на 1 *км*. В абсолютных отметках положение кровли выражается в цифрах от +50 *м* до 0 *м* в центральной и до 200 *м* в южной Эстонии (рис. 22).

В центральной и западной частях Эстонии кровля водовмещающих пород силура выходит непосредственно на поверхность земли или находится под маломощным покровом четвертичных отложений (см. рис. 9). В южном направлении Пярну — Тарту глубина залега-

Таблица 39

Осиовиые показатели силурийского водоносиого горизонта

Скважина	Глубина залегания кровли, *м*	Мощность, *м*	Уровень подземных вод, *м*		Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*	Удельный дебит, *л/сек*	Коэффициент водопроводимости, *м²/сутки*
			относительный	абсолютная отметка				
Вяйке-Маарья, универмаг	6	44+	7	103	5,4	6,5	0,83	112
Кяйна	7	23+	3	0	3,3	4,0	0,83	148
Лихула (маслозавод)	3	97	9	10	6,6	3,0	2,21	420
Лаукна	4	23	4	31	3,3	0,5	—	—
Вигала	62	51	+0,3	15	8,6	13,0	0,66	123
Палукюла	11	29	2	68	12,5	5,0	2,5	325
Выйдула	8	67+	1	35	3,9	0,8	4,87	691
Эсна	3	58	4	71	2,2	10,3	0,21	—
Пайде, автотранспортная база	1	29+	2	59	5,5	1,05	5,0	665
Пайнурме	5	72	6	64	9,14	1,6	5,71	742
Койла	25	15+	10	110	8	2,5	3,2	576
Нурме	1	34+	1	76	8	0,5	—	—
Виртсу	0	95+	+0,2	3	3,3	3,2	1,0	205
Кыльяла	4	56+	4	16	2,0	4,0	0,5	70
Сааре	9	40+	7	0	0,5	5,6	0,09	45
Тыстамаа	38	57+	3,5	6	4,2	1,0	4,2	655
Пярну-Яагупи, маслозавод	6	65	+0,5	30	3	8,8	0,34	—
Пярну-Яагупи, отдел Пярнуской РТС	2	99	9	15	3,2	15,0	0,21	—
Торн	16	35	2	17	3,34	19,0	0,18	256
Синди, ф-ка им. 1 Декабря	29	26+	5	6	4,9	2,8	1,74	301
Соргу	30	120	10	37	8,33	5,0	1,67	220
Сурвакюла	45	135	+5	46	0,66	3,05	0,21	108
Кяревере	55	28	2	38	6,66	2,1	3,17	412
Тарту (лесопилка)	116	34	+1	34	0,62	0,46	—	177
Орикюла	1	49	0,5	14	4,0	1,5	2,77	661
Кингисепп	4	173	0,9	1	16,7	2,13	8,5	520
Сальме	4	59	4	0	5	1,5	3,33	593
Андсекюла	16	44	7	2	3,6	2,0	1,35	324
Хяэдемээсте	78	19+	+	8	3	1,5	2,0	327
Асукюла	83	70	2	35	0,8	2,9	0,27	111
Вильянди (консервный завод)	95	130	29	50	10,0	9,08	1,1	143
Вильянди, Ямеяла	100	34	28	65	3,55	4,0	0,95	120

ния кровли увеличивается до 300 *м* и более от поверхности земли (Отепя — 325 *м*). Подземные воды силурийского карбонатного комплекса ввиду отсутствия разделяющих водоупоров гидравлически связаны с водами вышележащего пярнуского водоносного горизонта и нижележащего ордовикского комплекса. Уровни подземных вод относительно поверхности земли залегают на различных глубинах: от самоизлива в пониженных участках рельефа в западной и восточной частях Эстонии, до 30 *м* и более — в районе Отепяской возвышенности. Ввиду недостаточной изученности выделение районов с самоизливающимися скважинами в западной части Эстонии не представлялось возможным, а поэтому здесь выделена зона глубины залегания подземных вод от самоизлива до 10 *м* ниже поверхности земли (рис. 22).

В районе долины р. Суур-Эмайыги выделяется зона самоизлива. На Пандивереской возвышенности уровень подземных вод залегает на глубине от 0 до 10 *м* и на Сакалаской — в среднем от 10 до 20 *м*, местами 30 *м*, от поверхности земли.

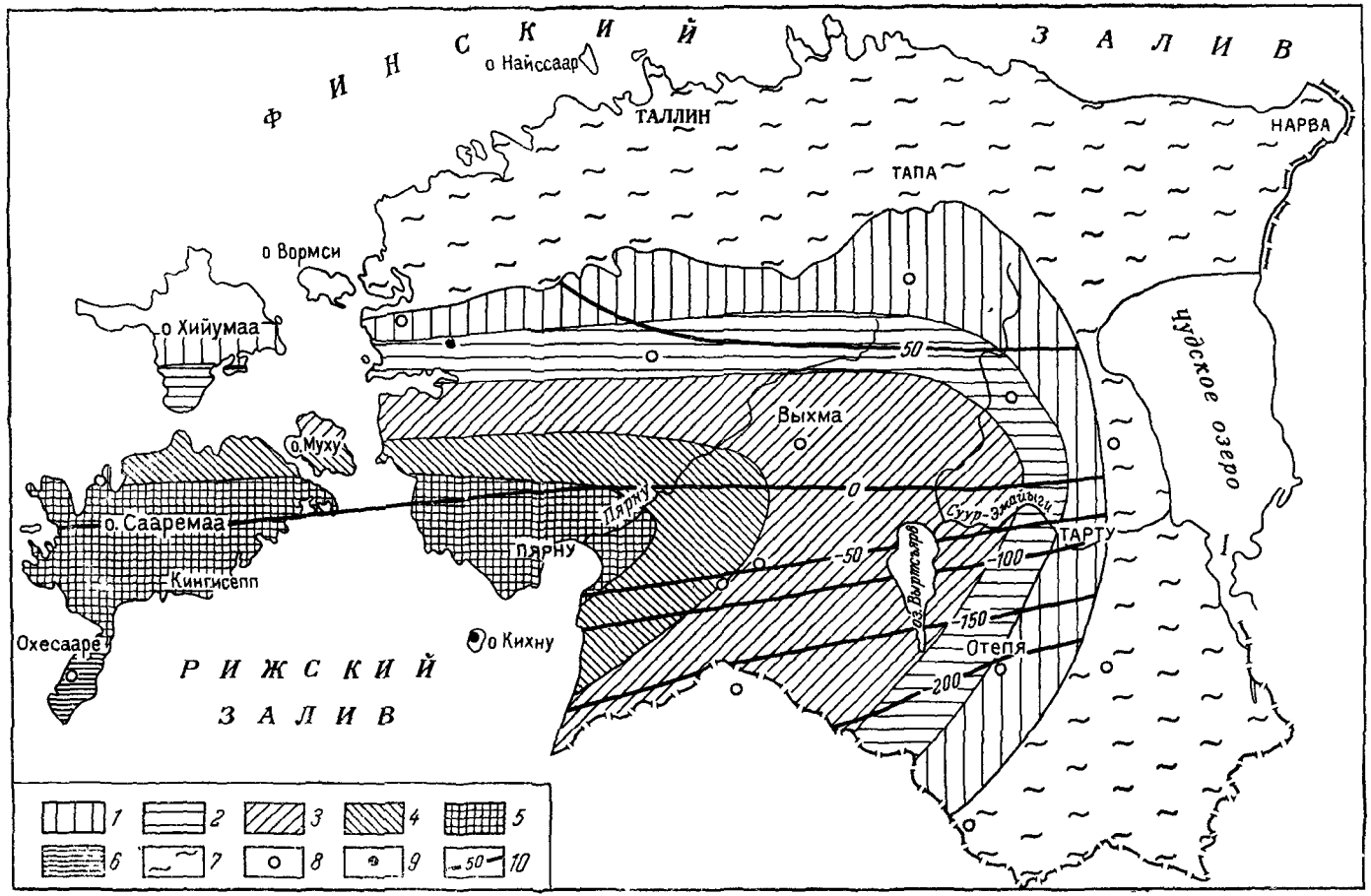
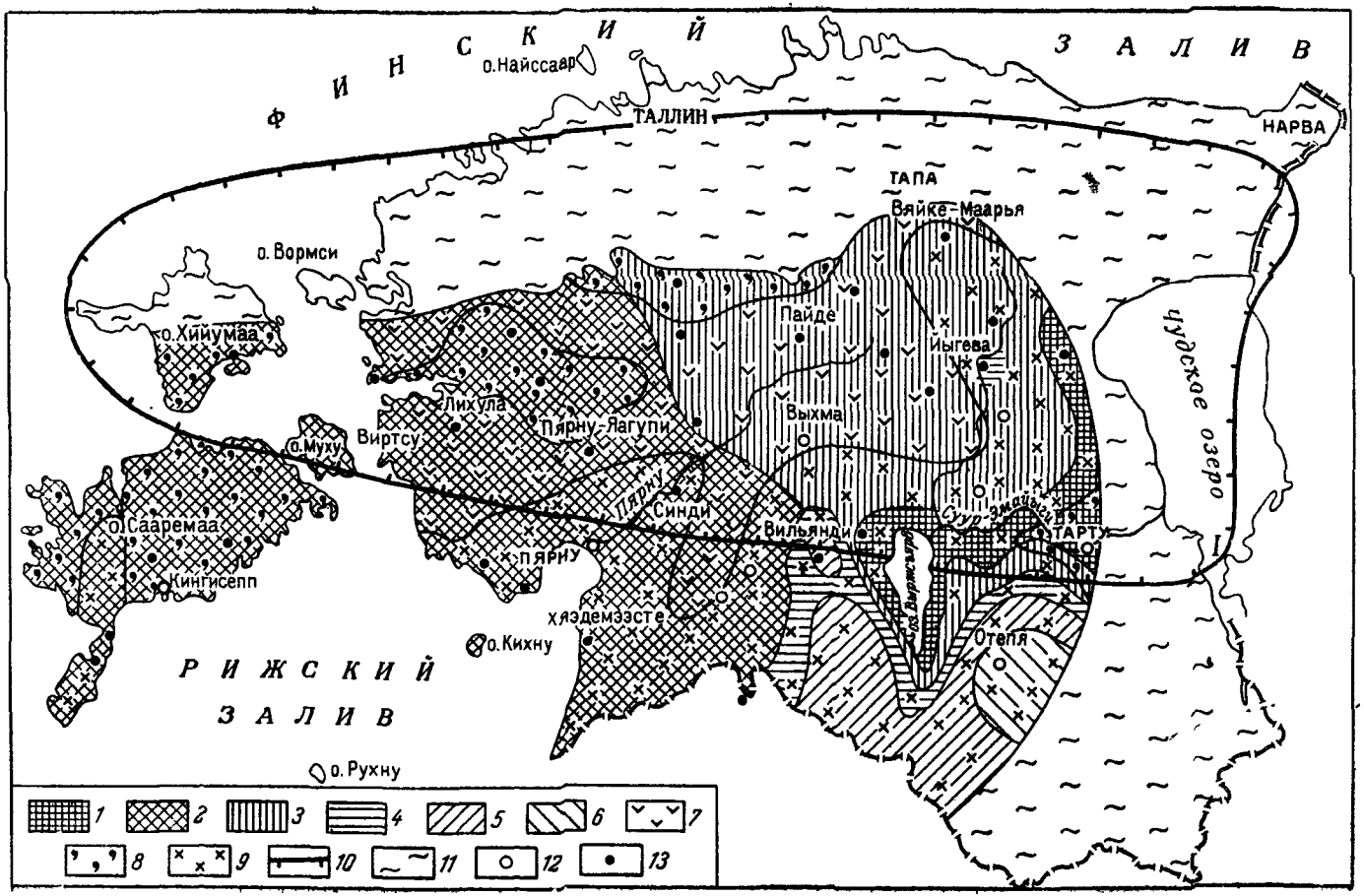


Рис. 21 Схематическая карта распространения, изменения мощности и рельефа кровли силурийского водоносного комплекса

Мощность водоносного комплекса *1* — от 0 до 50 *м*, *2* — от 50 до 100 *м*, *3* — от 100 до 150 *м*, *4* — от 150 до 200 *м*, *5* — от 200 до 300 *м*, *6* — >300 *м*, *7* — водоносный комплекс не распространен, *8* — скважина структурная или картировочная, *9* — скважина эксплуатационная на воду, *10* — изолинии кровли в абс. отметках, проведенные через *50 м*


Ф И Н С К И Й
З А Л И В
о. Найссаар
ТАЛЛИН
НАРВА
ТАПА
Вяйке-Маарья
о. Вормси
о. Хийумаа
Пайде
Ыгева
Чудское озеро
Лихула
Пярну-Яагупи
Выхма
о. Муху
Виртсу
Пярну
Синди
Вильянди
ТАРТУ
о. Сааремаа
ПЯРНУ
Кингисепп
Хяэдемээсте
о. Кихну
Отепя
Р И Ж С К И Й
З А Л И В
о. Рухну
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Наибольшие абсолютные отметки уровня подземных вод силурийского водоносного комплекса приурочены к Пандивереской возвышенности — 100 *м* и к Сакалаской возвышенности — 80 *м*, от которых в западном направлении — к Рижскому заливу и в восточном направлении — к Чудскому озеру, а также в меньшей степени к местным эрозионным врезам установлено снижение абсолютных отметок уровня (см. рис. 22).

Пьезометрические уровни силурийского водоносного комплекса показывают, что гидростатический напор здесь является близким к напору пярнуского и связанного с ним швентойско-тартуского, а также нижележащего ордовикского водоносного комплексов. Падение же пьезометров в общем подчиняется указанным выше закономерностям в распределении пьезометров девонских горизонтов и ордовикской толщи, будучи связанным единством гидравлической системы.

На рис. 23 выделены отдельные зоны с различными значениями водопроводимости. Наибольшие значения коэффициентов водопроводимости до 500 $м^2/сутки$ и более приурочены к центральной части Эстонии, откуда эта зона протягивается в юго-западном направлении. Уменьшение коэффициентов водопроводимости от указанной зоны отмечено как в северо-западном, так и в юго-восточном направлениях. Неравномерная по площади водопроводимость пород, а соответственно и водообильность их, может быть объяснена различной степенью трещиноватости и кавернозности пород. В данном случае необходимо отметить крайне пеструю водообильность силурийских водовмещающих пород, что также объясняется, помимо их литологического состава, указанными выше факторами. Данные о водообильности приведены в табл. 39.

С целью определения наиболее водообильных зон в разрезе силурийского водоносного комплекса, было произведено сравнение удельного дебита эксплуатационных на воду и картировочных гидрогеологических скважин (табл. 40).

Как показал анализ приведенных в табл. 40 данных дебита 192 скважин, каких-либо четких закономерностей в распределении различных по водообильности слоев по вертикали и зон по площади не выявлено. Несколько повышенной водообильностью обладают каармаский, яагарахуский, райккюлаский и тамсалуский горизонты. В целом же силурийский комплекс карбонатных пород характеризуется как весьма водообильный, что также подтверждается и высоким дебитом родников. Сведения о некоторых из них даны в табл. 41.

При оценке водообильности родников силурийского водоносного комплекса отмечен сезонный, резко колеблющийся характер их дебита, особенно на возвышенности Пандивере (см. рис. 32). По направ-

Рис. 22. Схематическая карта глубины залегания подземных вод и характера гидравлической изолированности силурийского водоносного комплекса

Глубина залегания уровня от поверхности: *1* — районы самоизлива; *2* — от самоизлива до 10 *м*; *3* — от 0 до 10 *м*; *4* — от 10 до 20 *м*; *5* — от 20 до 30 *м*; *6* — ниже 30 *м*;

Характер гидравлической изолированности (покрывающая водоупорная или относительно водоупорная толща четвертичного возраста): *7* — мощность моренных суглинков и глин составляет от 0 до 5 *м*; *8* — то же, от 1 до 10 *м*; *9* — от 5 до 20 *м* и более; *10* — граница площади, рассматриваемая в качестве водоносной гидравлически взаимосвязанной с нижележащей ордовикской толщей на оставшейся площади ордовикская толща рассматривается в качестве водоупорной. Прочие знаки: *11* — площадь, где водоносный комплекс не распространен; *12* — скважина структурная или картировочная; *13* — скважина эксплуатационная на воду

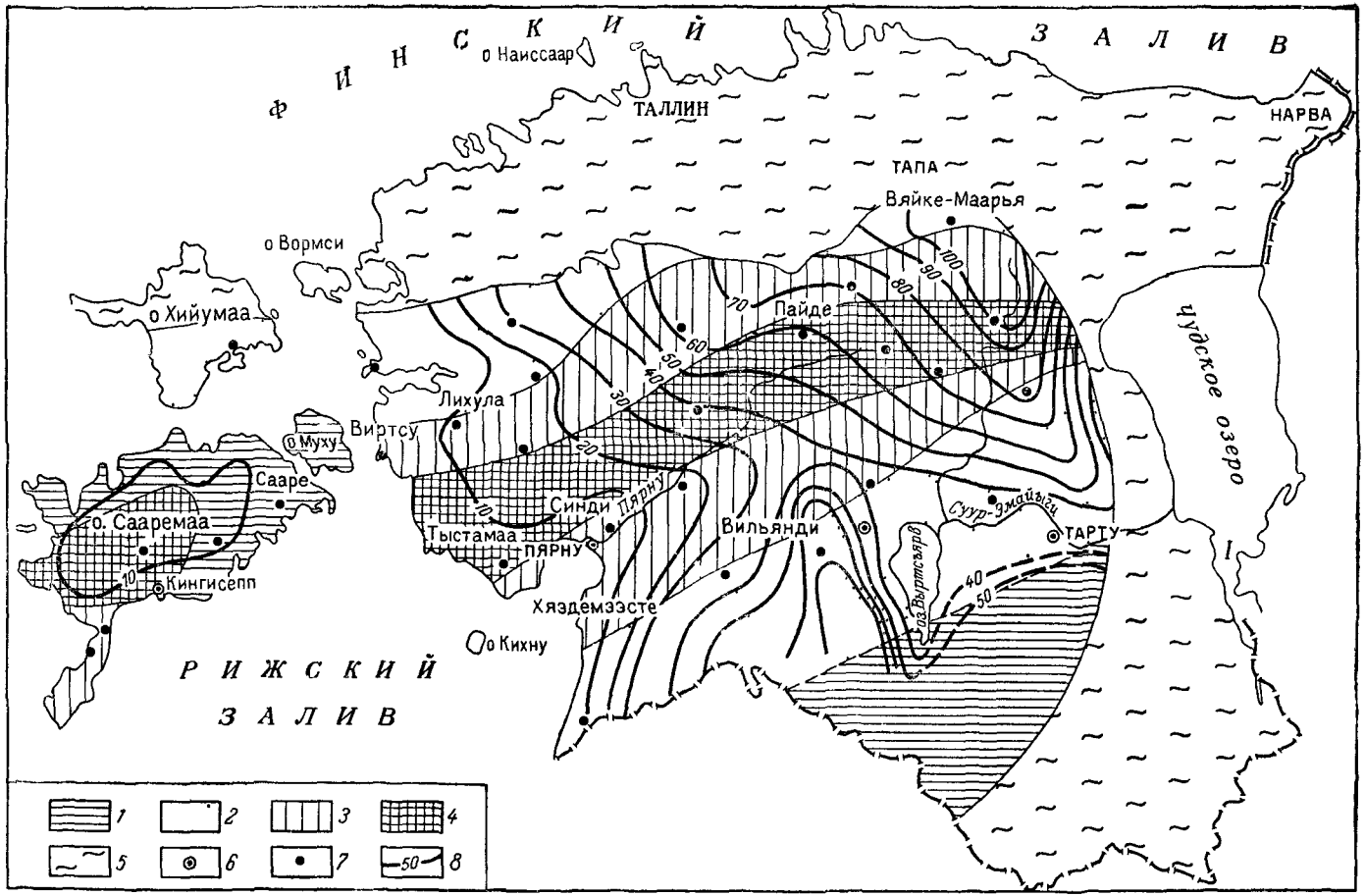


Рис 23 Схематическая карта водопроводимости, гидроизопьез (гидроизогипс) силурийского водоносного комплекса

Коэффициент водопроводимости *1* — менее 100 *м²/сутки*, *2* — от 100 до 200 *м²/сутки*, *3* — от 200 до 500 *м²/сутки*, *4* — более 500 *м²/сутки*, *5* — водоносный комплекс не распространен, *6* — скважина структурная или картировочная, *7* — скважина эксплуатационная на воду, *8* — гидроизопьезы (гидроизогипсы), проведенные через 10 *м*, пунктиром — предположительно

лению к области разгрузки дебит родников уменьшается. Режим их приобретает более равномерный и плавный характер.

Таблица 40

Сравнительные данные о водообильности отдельных горизонтов силурийской толщи

Горизонт	Количество опорных точек	Удельный дебит, *л/сек*		
		минимальный	максимальный	наиболее распространенный
S_2oh — kg	1	—	—	1,15
S_2kg	4	0,27	2,57	1,0
S_2kg — pd	1	—	—	0,64
S_2pd	2	0,15	0,77	0,45
S_2kg — kr	4	0,03	0,35	0,18
S_2pd — kr	13	0,08	16,6	0,2—2
S_2kr	8	0,1	25,4	2,5
S_2kr — S_1jg	4	0,03	8,8	—
S_1 — jg	20	0,02	3,3	1,5—3
S_1jg — jn	26	0,01	11,1	0,3—0,7
S_1jn	2	0,01	2,9	—
S_1jg — ad	5	0,02	0,91	0,3
S_1jn — ad	13	0,1	6,6	0,3—0,8
S_1ad	26	0,07	5,26	0,2—1,1
S_1jn — rk	3	0,06	1,43	0,57
S_1ad — rk	23	0,03	8,75	0,1—0,3
S_1rk	13	0,32	16,0	0,8—5
S_1ad — tm	3	0,95	3,0	1,5
S_1rk — tm	14	0,1	27,0	1,0—13,0
S_1rk — jr	3	1,3	2,27	2,0
S^1tm — jr	4	0,1	3,2	0,2
	192	0,01	27,0	Среднее 1,6

Химический состав подземных вод отложений верхнего отдела силура наиболее детально изучен на о. Сааремаа (рис. 24). В центре острова, на Сааремааской возвышенности, находится основная область питания водоносных пород верхнего силура и подземные воды здесь

Таблица 41

Сведения о родниках

Местоположение родника или группы родников	Абс. отм. выхода, *м*	Количество родников	Тип родника	Суммарный дебит, *л/сек*	Формула химического состава
Роосна-Аллику	Нет сведений	1	Нисходящий	12,6	$0{,}3\ \frac{HCO_3\ 83}{Ca\ 59\ Mg\ 23}\ t\ 7°$
Симуна . . .	102	1	Восходящий	83,0	$0{,}2\ \frac{HCO_3\ 89}{Ca\ 75\ Mg\ 24}\ t\ 6°$
Выхма	53	10	»	263,0	$0{,}6\ \frac{HCO_3\ 73}{Ca\ 57\ Mg\ 23}\ t\ 6°$
Сууремыйза .	Нет сведений	1	Нет сведений	0,3	Нет сведений
Кыриска . . .	» »	1	Восходящий	1,8	» »

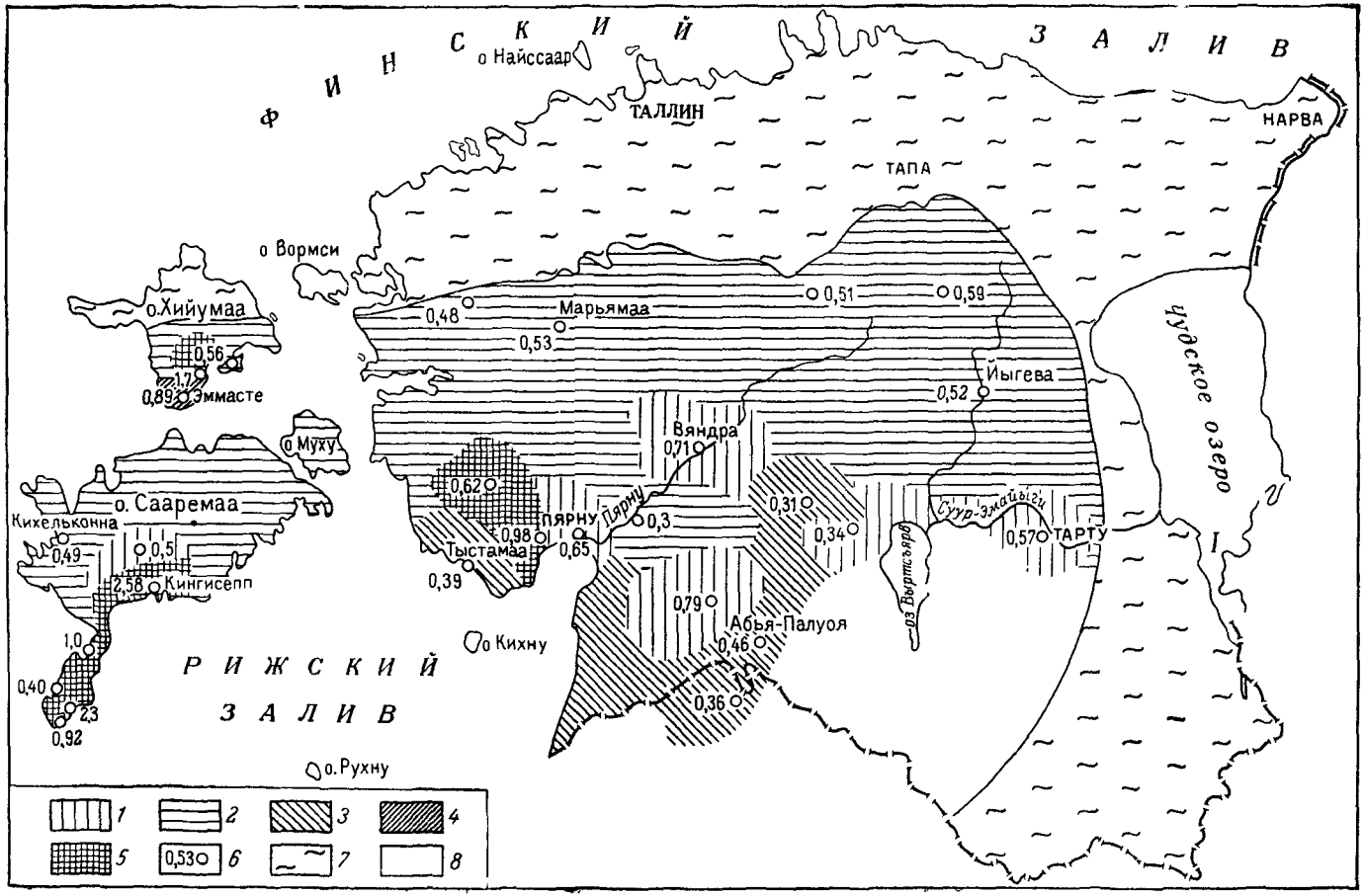


Рис. 24. Схематическая гидрохимическая карта силурийского водоносного комплекса

Типы вод в интервале минерализации от 0,3 до 0,7, реже до 2,5 *г/л*. Воды: *1* — гидрокарбонатные натриевые; *2* — гидрокарбонатные кальциевые; *3* — гидрокарбонатные магниевые; *4* — сульфатные натриевые; *5* — хлоридные натриевые; *6* — скважина, слева — минерализация воды в *г/л*; *7* — водоносный комплекс не распространен; *8* — химический состав подземных вод не изучен

пресные, гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией 0,49 *г/л* (Кихельконна). В южном направлении, при приближении к морю, наблюдается изменение химического состава до гидрокарбонатного магниево-натриевого без увеличения минерализации (Орикюла) и до гидрокарбонатно-хлоридного магниево-натриевого и натриево-магниевого с увеличением минерализации в верхней части толщи до 0,9—1,0 *г/л*. На п-ове Сырве только в самой отдаленной части от моря в скв. Суур-Тылла встречены пресные воды смешанного состава, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией 0,4 *г/л* (табл. 42). На крайнем юге и на перешейке полуострова, очевидно, благодаря глубокому врезу древней погребенной долины и близости моря, химический состав вод изменяется до хлоридных кальциево-магниево-натриевых с минерализацией до 1 *г/л* (Торгу, Ансекюла) и до хлоридных натриевых с минерализацией до 2,3 *г/л* (Сырве).

Подземные воды верхней части отложений нижнего отдела силура, в основном яагарахуского и яаниского горизонтов, развитых в западной части материка и на о. Сааремаа, характеризуются крайне пестрым химическим составом. Так, их тип в г. Пярну изменяется от гидрокарбонатного кальциево-магниево-натриевого с минерализацией 0,65 *г/л* до гидрокарбонатно-хлоридного натриевого с минерализацией 1,21 *г/л*. В некоторых местах (Тыстамаа, Кингисепп, Кирбла) отмечено относительно повышенное содержание магния — более 50 экв. %. В районе выхода упомянутых горизонтов под четвертичные отложения воды приобретают гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав с минерализацией 0,3 *г/л* (Кырза). Химический состав вод нижней части отложений нижнего отдела (от адавереского до юруского горизонтов) в области питания — Пандивереской возвышенности преимущественно гидрокарбонатный магниево-кальциевый с минерализацией менее 1 *г/л*. Такой же состав имеют подземные воды в западной части материка, в районе выхода силурийских пород под четвертичные отложения или непосредственно на поверхность земли (Мярьямаа, Ристи), а также в восточной части (Йыгева, Пыльтсамаа).

С погружением описываемых отложений под более молодые горизонты силура на западе и девона на юге, наряду с уменьшением водообильности, происходит изменение химического состава пресных подземных вод: от гидрокарбонатных натриевых с различным соотношением магния и кальция (Вяндра, Сурвакюла, Тарту, Халлисте) до гидрокарбонатных кальциево-магниевых (Аукса, Абъя-Палуоя, Тарту, Крибла).

На западном побережье материка вследствие влияния моря воды силурийских отложений приобретают хлоридно-натриевый состав с минерализацией 0,6—1 *г/л* (Коонга, Аудру). На южной части о. Хийумаа и на о. Сааремаа воды отложений нижнего отдела силура имеют пестрый химический состав, определяемый в основном незначительной областью питания и близостью моря. Таким образом, вдали от морских побережий подземные воды пресные, в большинстве случаев гидрокарбонатные, либо сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые (Кассари), а при приближении к морю состав их изменяется, причем установлены различные типы вод: от сульфатных кальциево-натриевых с минерализацией 0,89 *г/л* до гидрокарбонатно-хлоридных кальциево-натриевых с минерализацией до 1,7 *г/л* (Яуза).

Кроме приведенных в табл. 42 показателей, повышенная (против нормы 1 *г/л*) минерализация установлена в следующих пунктах (*г/л*): Ориссааре — 1,5, Салме — 1,65, Ляятсе — 1,51, на о. Хийумаа в Тохври — 1,95; в ряде скважин в г. Пярну минерализация колеблется в пределах от 1,02 до 3,87 *г/л*. Возросшая минерализация в этих сква-

Таблица 42

Химические анализы подземных вод силурийского водоносного комплекса

Местоположение скважин	Интервал опробования, *м*	Содержание основных компонентов, *мг/л*						Общая жесткость, *мг/экв*	Формула химического состава
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+}+K^{+}$	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}		
Ристи	22—36	92	17	Нет	311	27	30	6,0	$0{,}48\,\frac{HCO_3\,79}{Ca\,76\ Mg\,23}$
Кассари	3—9	92	23	14	329	21	78	—	$0{,}56\,\frac{HCO_3\,71\ SO_4\,21}{Ca\,61\ Mg\,25}$
Эммасте	40	104	35	180	84	34	454	8,1	$0{,}89\,\frac{SO_4\,79}{Na\,48\ Ca\,32}$
Яуза	10—20	113	53	349	397	622	193	—	$1{,}7\,\frac{Cl\,69\ HCO_3\,25}{Na\,60\ Ca\,22}$
Мярьямаа	10—24	93	22	11	354	20	29	6,4	$0{,}53\,\frac{HCO_3\,83}{Ca\,67\ Mg\,26}$
Водья	3—40	101	22	4	336	10	33	19,3	$0{,}51\,\frac{HCO_3\,85}{Ca\,71\ Mg\,26}$
Салла	22—40	90	23	28	421	20	10	6,4	$0{,}59\,\frac{HCO_3\,90}{Ca\,59\ Mg\,26}$
Йыгева	8—195	63	39	13	366	14	25	6,3	$0{,}52\,\frac{HCO_3\,87}{Ca\,46\ Mg\,46}$
Кихельконна	1—41	87	19	13	329	12	35	5,9	$0{,}49\,\frac{HCO_3\,84}{Ca\,67\ Mg\,24}$
Тыстамаа	45—95	25	41	32	234	52	7	4,6	$0{,}39\,\frac{HCO_3\,74\ Cl\,24}{Mg\,58\ Na\,22\ Ca\,20}$
Коонга	61—95	27	14	154	220	194	10	2,5	$0{,}62\,\frac{Cl\,59\ HCO_3\,39}{Na\,73}$
Аудру	60—177	54	38	221	227	394	47	16,4	$0{,}98\,\frac{Cl\,70\ HCO_3\,24}{Na\,62\ Mg\,20}$
Кырза	14—15	35	20	Нет	213	5	10	3,4	$0{,}3\,\frac{HCO_3\,91}{Ca\,51\ Mg\,48}$

Пярну	26—50	42	27	96	427	54	Нет	4,3	$0{,}65\,\frac{HCO_3\,82}{Na\,49\ Mg\,26\ Na\,25}$
Пярну	23—38	43	43	324	244	500	50	5,0	$1{,}21\,\frac{Cl\,74\ HCO_3\,21}{Na\,74}$
Вяндра	68—120	38	39	110	410	55	57	4,8	$0{,}71\,\frac{HCO_3\,71}{Na\,48\ Mg\,32}$
Сурвакюла	99—145	36	7	46	220	21	12	2,4	$0{,}34\,\frac{HCO_3\,81}{Na\,45\ Ca\,40}$
Тарту	164—210	33	28	83	342	27	59	3,9	$0{,}57\,\frac{HCO_3\,74}{Na\,48\ Mg\,31\ Ca\,21}$
	165—190	51	42	31	421	11	24	—	$0{,}57\,\frac{HCO_3\,93}{Mg\,48\ Ca\,34}$
Орнкюла	1—50	20	27	76	293	25	53	4,5	$0{,}5\,\frac{HCO_3\,73}{Na\,50\ Mg\,34}$
Ансекюла	16—60	230	165	571	88	1488	313	25,1	$1{,}0\,\frac{Cl\,84}{Na\,50\ Mg\,27}$
Кингисепп	4—125	147	147	600	146	1479	50	—	$2{,}58\,\frac{Cl\,92}{Na\,57\ Mg\,27}$
»	30	68	44	213	329	301	50	5,7	$1{,}0\,\frac{Cl\,57\ HCO_3\,36}{Na\,62\ Mg\,23}$
»	21—45	4	91	133	305	225	187	10,0	$0{,}95\,\frac{Cl\,46\ HCO_3\,91\ SO_4\,23}{Mg\,55\ Na\,43}$
Канакюла	121—153	50	30	146	281	124	155	5,0	$0{,}79\,\frac{HCO_3\,41\ Cl\,31}{Na\,56\ Ca\,22\ Mg\,22}$
Абъя-Палуоя	170—213	57	35	3	354	5	Нет	5,8	$0{,}46\,\frac{HCO_3\,98}{Mg\,49\ Ca\,48}$
Кирбла	260—267	36	29	12	268	7	7	4,2	$0{,}36\,\frac{HCO_3\,93}{Mg\,51\ Ca\,37}$
Суур-Тылла	38—66	57	29	17	177	56	70	14,6	$0{,}40\,\frac{HCO_3\,49\ Cl\,27\ SO_4\,25}{Ca\,48\ Mg\,40}$
Торгу	35—56	42	37	170	152	482	37	14,6	$0{,}92\,\frac{Cl\,80}{Na\,71}$
Сырве (Сяяре)	79—178	161	90	564	158	1329	—	15,7	$2{,}3\,\frac{Cl\,94}{Na\,62\ Ca\,20}$

жинах сопровождается повышенной жесткостью—от 8,2 до 25,08 *мг/экв* (Ансекюла), в среднем около 10 *мг/экв* и повышенным содержанием хлор-иона от 360 до 1922 *мг/л*, — по данным 13 анализов в г Пярну и по 20 анализам, произведенным в других местах юго-западной и островной части Эстонии.

Повышенное содержание железа — до 5 *мг/л* установлено в Вяндра, Лихула, Йыепере, Лавассааре, Асе, Сурью, Пярну, Кингисепп и Тарту (Л. Куйк, 1963).

Некоторые данные по содержанию фтора и йода в подземных водах силурийского водоносного комплекса приведены в табл. 43.

Таблица 43

Фтор и йод в подземных водах силура

Компонент	Единица измерения	Водопункты									
		Тагаранна	Каруярве	Карья	Виртсу	Лыпе	Пярну-Ягупи	Вяндра	Выхма	Пыльтсамаа	Абъя
Фтор . . .	*мг/л*	5,2	0,5	0,2	5,2	4,0	1,8	0,7	3,2	4,8	2,4
Йод	*γ/л*	15,0	3,0	3,4	20,2	11,0	5,1	4,0	69,2	14,6	6,7

Как видно из табл. 43, в ряде пунктов подземные воды силурийского водоносного комплекса содержат недопустимо высокое содержание фтора (более 1,5 *мг/л* — максимально допустимой нормы).

Характеристика режима подземных вод силурийского комплекса приведена при рассмотрении ордовикского водоносного комплекса, как единого по площади и гидравлически с ним взаимосвязанного.

Санитарная благонадежность подземных вод силурийского комплекса не всегда обеспечена, на что указывает присутствие местами нитритов и нитратов.

ОРДОВИКСКИЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Ордовикский водоносный комплекс распространен на территории республики почти повсеместно, за исключением северной предглинтовой низменности и района Мынисте-Локносских структур в юго-восточной части Эстонии.

Комплекс приурочен к породам поркуниского, пиргуского, вормсиского, набалаского и раквереского горизонтов *верхнего отдела,* оандуского, кейлаского, йыхвиского, идавереского, кукрузеского и таллинского горизонтов *среднего отдела* и к породам кундаского и волховского горизонтов *нижнего отдела ордовикской системы.*

По литологическому составу вся толща ордовика довольно однообразна и представлена карбонатными породами: известняками, доломитами, мергелями — в различной степени трещиноватыми, закарстованными, доломитизированными и уплотненными, а также различным количественным содержанием глинистой фракции. Ниже приводится краткое литологическое описание по отделам ордовика.

Породы верхнего отдела распространены в центральной и южной частях Эстонии и на островах. Литологически верхняя часть разреза поркуниского и пиргуского горизонтов представлена глинистыми известняками с прослоями афанитового известняка и мергеля. Часто наблюдается доломитизация и фациальный переход в известковый или песчаниковый доломит (Виру-Роэла, Эллавере). Верхние слои поркуниского горизонта в восточной части Эстонии сложены пес-

чаниками или песчаниковыми известняками (Эйамаа, Эллавере). Породы вормсиского горизонта представлены тонкослоистыми глинистыми известняками с прослоями мергеля. Нередко породы пиргуского и вормсиского горизонтов литологически сходны. Поэтому при отсутствии детерминирующего фаунистического материала в некоторых районах (Отепя, Пярну и о. Сааремаа) они рассматриваются совместно (нерасчлененно).

Набалаский и раквереский горизонты верхнего ордовика представлены плотными тонкослоистыми известняками, часто доломитизированными (Лаэва, Ныва), с редкими маломощными прослоями мергеля (Паламузе, Эллавере, Отепя, Пярну и т. д.). Отмечено несколько большее содержание глинистого материала в набаласком горизонте. В районе скв. Паламузе набалаский горизонт сложен глинистыми известняками с многочисленными тонкими прослойками мергеля и битуминозно-мергелистого материала. В районе Пярну наблюдается чередование глинистых известняков с афанитовыми известняками и известняковыми мергелями. В целом породы описанных выше горизонтов на территории республики изменяются весьма незначительно.

Залегающие ниже породы оандуского горизонта среднего отдела представлены более глинистыми и мергелистыми разностями карбонатных пород. В районах Раннапунгерья, Виру-Роэла, Паламузе, Каагвере и Оэла оандуский горизонт сложен плотными мелкозернистыми известняками с многочисленными прослойками мергеля и глины, а в районе Ветла и Йизаку — мергелями. К западу (Вазалемма, Муналаксме) — горизонт представлен известняками. В целом оандусский горизонт, особенно в восточной части Эстонии, где он представлен наиболее глинистыми и мергелистыми разностями, может служить локальным водоупорным горизонтом. Залегающие ниже по разрезу горизонты — кейлаский, йыхвиский, идавереский и кукрузеский — литологически сходны, а поэтому рассматриваются совместно. По всей территории республики они представлены глинистыми известняками с прослоями мергеля и метабентонита, особенно в верхах идавереского горизонта. Мощность прослоев метабентонита непостоянна и колеблется в пределах от 0,03 (Оэла) до 0,65 *м* (Кингисепп).

Для кукрузеского горизонта характерно присутствие прослоев горючего сланца, а также битуминозного известняка (метабентонита). В северной части Эстонии прослои сланцев достигают промышленной мощности, т. е. от 1,3 до 4,5 *м* (разделены эти прослои пропластками известняков мощностью от 0,5 до 2 *м*), а в направлении к юго-западу от линии Тапа — Ракке — Муствээ они постепенно выклиниваются (в скважинах Паламузе, Лаэва, Пярну встречены лишь тонкие прослои битуминозного известняка).

Породы таллинского горизонта в северной Эстонии представлены плотными глинистыми и мергелистыми известняками, иногда доломитизированными, вплоть до перехода в доломиты. В толще встречаются бурые железистые и белые известковистые оолиты. Южнее, в средней полосе Эстонии (Лихувески, Эйамаа, Выхма, Паламузе, Садала, Раннапунгерья) горизонт литологически мало отличается от описанного выше. Он сложен теми же глинистыми, местами доломитизированными известняками с прослоями глин. По направлению к югу — Каагвере, Отепя, Пярну и на о. Сааремаа — Кингисепп отмечено увеличение глинистости пород вплоть до перехода в плотные глинистые известняки, переслаивающиеся с мергелями.

В нижнем отделе комплексу водовмещающих пород принадлежат отложения кундаского и волховского горизонтов. Это наблюдается только в северной Эстонии, где они представлены кавернозными

и трещиноватыми известняками, нередко доломитизированными, в значительной мере водообильными. По мере погружения пород в южном направлении их кавернозность и трещиноватость затухают, в разрезе начинают преобладать плотные глинистые и мергелистые разности карбонатных пород. Для всего нижнего отдела характерно присутствие зерен глауконита, а в верхней части разреза железистых оолитов.

Обводненность карбонатной толщи предопределяется не только литолого-фациальной изменчивостью пород, но и тектоническими нарушениями и главным образом степенью трещиноватости, кавернозности и закарстованности отложений.

Наиболее изучена в тектоническом отношении северо-восточная часть Эстонии, где проводились буровые работы в связи с поисками и разведкой горючих сланцев и в настоящее время проводится средне- и крупномасштабная гидрогеологическая съемка. На примере Эстонского сланцевого месторождения и прилегающих к нему районов установлено, что спокойное, близкое к горизонтальному залегание ордовикских карбонатных пород осложнено сбросовыми и разрывными нарушениями, способствующими развитию трещиноватости и кавернозности. При этом сбросовые нарушения, к наиболее крупным из которых относятся Ахтмеский и Азериский сбросы, имеют значительное простираиие (достигающее 50 *км* и более), ширину до 1500 *м* и амплитуду до 15—20 *м*.

Вся толща карбонатных пород разбита системами трещин, из которых более развиты трещины северо-восточного (азимуты 50°—65°) и северо-западного (азимуты 300°—320°) простираний. Реже встречаются трещины, близкие к широтному и меридиональному простиранию. Все трещины почти вертикальные. Ширина трещин обычно 0,5—1 *см*, реже 1—3 *см*. Наиболее часто трещины пустые, иногда они заполнены рыхлой известковой глиной с включением щебенки известняка. Кроме того, имеются еще и горизонтальные трещины в виде пластовой отдельности.

С тектоническими нарушениями связаны значительные изменения пород, выражающиеся в доломитизации и окрашивании пород в пестрые тона — фиолетовые, красные, бурые, а также рудная минерализация, проявляющаяся в образовании прожилков, гнезд и налетов на стенках трещин кристаллов кальцита, пирита, сфалерита и галенита (Газизов, 1961, 1963; Кырвел, 1963).

Как установлено горными выработками и электроразведкой, в карбонатных породах к трещинам преимущественно северо-восточного простирания приурочены карстовые явления, причем закарстованность распространяется на значительную глубину (Хейнсалу, 1959). По трещинам северо-западного простирания карст не установлен.

Изменения литологии пород по их падению и простиранию, проявляющиеся в различном содержании и соотношении соединений кальция — магния и нерастворимой (терригенной) части состава, создают различные условия образования и развития карста в пределах одного и того же стратиграфического горизонта. Развитие карста связано также с имеющимися в карбонатной толще водоупорными прослойками, препятствующими развитию карста в глубину. Кроме того, оно определяется положением базиса эрозии на том или ином этапе развития.

Изучением карстовых явлений в пределах Эстонии занимались многие исследователи (М. А. Гатальский, 1948—1957; М. С. Газизов, 1961, 1963; Ю. И. Хейнсалу, 1959, 1962). В пределах Эстонии М. А. Гатальский (1948 г.) выделяет три незаконченных карстовых цикла, наложенных друг на друга: 1) древний; 2) поздний; 3) современный.

Древний — додевонский «мертвый» карст целиком заполнен глиной и песком. Можно предполагать, что карстообразовательные процессы в додевонское время охватывали всю карбонатную толщу ордовика и силура.

Позднейший — последевонский доледниковый активный карст, прикрытый с поверхности ледниковыми отложениями, развивается на глубину 50 *м* и более ниже современного уровня моря. Об этом свидетельствует глубина древних эрозионных врезов, заполненных четвертичными отложениями. Наиболее глубокая зона циркуляции карстовых вод относилась к Пандивереской возвышенности, существовавшей уже в доледниковое время. Это предположение подтверждается тем, что даже сейчас, при повышенном местном базисе эрозии, превышение центральной части возвышенности относительно располагающихся на ее склонах родников составляет 70 *м*, чаще 15—20 *м* (Хейнсалу, 1959).

Таким образом, интенсивность денудации дочетвертичного времени, обусловленная более резкой расчлененностью палеозойских пород, а также низким положением базиса эрозии, продолжительным континентальным периодом и густой сетью тектонических трещин, являлась предпосылкой и для активного развития поверхностного и подземного карста. Верхняя часть доледниковых карстовых форм уничтожена последующей ледниковой денудацией или погребена ледниковыми отложениями. Часть карстовых полостей этой эпохи выполнена песчано-глинистым материалом. Не исключена возможность оживления древнего карста, расположенного в зоне вертикальной и горизонтальной циркуляции, и превращения его в активный карст.

Современный — послеледниковый карст, возникший на базе тектонических трещин или древнего карста, связан с незначительной глубиной циркуляции карстовых вод. Это обусловлено более высоким базисом эрозии и наличием водоупорных прослоев, препятствующих распространению карста в глубину. Поэтому, за исключением Пандивереской возвышенности, современный активный карст охватывает только самую верхнюю часть карбонатной толщи ордовика и силура до глубины порядка 10—20 *м*.

Большинство известных поверхностных карстовых форм находится в западной Эстонии — в Кейласком и Рапласком районах и на островах Хийумаа и Сааремаа — в окрестностях Мустъяла. В восточной Эстонии карстовые формы развиты на Пандивереской возвышенности и прилегающих к ней районах. Наиболее закарстованы: верхняя часть таллинского горизонта (ласнамягиский) в северо-западной Эстонии; набаласский, вормсиский и пиргуский горизонты в западной Эстонии; вормсиский, пиргуский, тамсалуский и раквереский горизонты на Пандивереской возвышенности; яагарахуский и каармаский горизонты на о. Сааремаа (Хейнсалу, 1959). В общем карстовые явления встречаются почти во всех стратиграфических горизонтах на выходах их на поверхность земли или под маломощную толщу четвертичных отложений. Исключение составляют юруский и яаниский горизонты нижнего силура, поскольку содержание в них глинистого материала весьма значительное.

В целом тектонические нарушения и как следствие их образования — трещиноватость, кавернозность и закарстованность в значительной степени оказывают влияние на формирование подземных вод, в первую очередь на водообильность водоносных толщ и их химический состав. Установлено, что водообильность пород трещиноватой и закарстованной зоны, а также зоны тектонических нарушений нередко в 5—6 раз превышает водообильность карбонатных толщ прилегающих площадей. Однако не исключена возможность и обратной зависимости,

когда при заполнении трещин и сбросовых нарушений глинистым, слабо водопроницаемым материалом ими создаются как бы «подземные экраны», препятствующие естественному продвижению вод и тем самым являющиеся причиной формирования на локальных участках изолированных подземных вод с различными показателями.

Таким образом, для карбонатной толщи ордовика характерна общая тенденция к уменьшению водообильности по мере продвижения в глубь разреза и удаления от территории выхода ее на поверхность. Имеющие повсеместное, но невыдержанное распределение по площади и по разрезу прослои горючего сланца, метабентонита, бентонитоподобных глин и другие глинистые и мергелистые разности карбонатных пород создают водоупоры локального значения. Это обстоятельство и явилось предпосылкой того, что многие гидрогеологи (Шильников; 1931; Гатальский, 1933, 1948, 1954; Левыкин, 1945; Архангельский, 1948; Верте, 1953; 1960; Вяярси, 1961; Тасса, 1963; Эрисалу, 1963 и др.) по-разному подходили к вопросу расчленения осадочной толщи ордовика. Впервые данные о гидрогеологической стратификации были получены при разведочных работах на сланцевых месторождениях С. Ф. Мирошникова и Н. Г. Паукер (1962 г.) на территории Ленинградского сланцевого месторождения выделили три водоносных горизонта: первый, приуроченный к верхнему ордовику и верхним горизонтам среднего ордовика; второй — к средним горизонтам среднего ордовика и третий — к нижним таллинским слоям среднего, кундаскому и волховскому горизонтам нижнего ордовика.

В районе Эстонского сланцевого месторождения в 1961—1962 гг. Э. Эрисалу в ордовикском водоносном горизонте выделил три подгоризонта.

Верхний приурочен к набаласкому и ракверескому горизонтам верхнего ордовика. Водоупорным ложем для него являются глинистые мергели оандуского и верхней части кейлаского горизонтов среднего ордовика.

Средний приурочен к нижней части кейлаского, к йыхвискому, идаверескому и верхней части кукрузеского горизонтов среднего ордовика. Водоупором являются горючие сланцы и мергелистые известняки нижней части кукрузеского горизонта.

Нижний приурочен к таллинскому горизонту среднего ордовика, а также к кундаскому и волховскому горизонтам нижнего ордовика.

Приведенное расчленение не имеет принципиальных отличий от предложенной ранее схемы А. Верте (1953).

Таким образом, для территории Прибалтийского сланцевого бассейна схема расчленения гидрогеологического разреза ордовика в общих чертах совпадает.

Однако учитывая неравномерную по площади и по разрезу трещиноватость, отсутствие четко выраженных закономерностей в изменении литолого-фациального состава пород отдельных стратиграфических горизонтов, наличие в северо-восточной части Эстонии тектонических нарушений, роль которых в оценке гидрогеологических условий не изучена, наличие значительных площадей отработанных шахтных выработок и многочисленных разведочных выработок-скважин, создающих гидравлическую взаимосвязь вод на всей территории месторождения, а также учитывая явно недостаточное количество фактического материала для остальной территории республики, представление единой схемы гидрогеологической стратификации применительно для всей территории распространения ордовикских отложений на данной стадии изучения не представляется возможным. Поэтому в настоящей работе карбонатные породы ордовика рассматриваются как единый нерасчле-

ненный водоносный комплекс. Тем более, что некоторыми гидрогеологами (Вяярси, 1962; Тасса, 1963) по данным гидрогеологической съемки на соседних с разрабатываемым сланцевым месторождением площадях, водовмещающая толща ордовика принята также за единый водоносный комплекс. В будущем, при достаточной степени изученности, не исключена возможность выделения в ордовике выдержанных в пределах отдельных районов водоносных горизонтов.

Водоносный комплекс карбонатной толщи ордовика на большей части северной и центральной Эстонии является первым от поверхности земли. Залегает он непосредственно под маломощным покровом четвертичных отложений, за исключением древних погребенных долин. К югу карбонатная толща ордовика, погружаясь под более молодые отложения силура и девона, в силу малой водообильности довольно быстро утрачивает свое значение в качестве водоносной толщи. Граница распространения ордовикских отложений, представляющих водоносную толщу, проходит в широтном направлении по линии Виртсу — Тарту. К югу от нее карбонатные отложения ордовика являются практически безводными.

Ниже приведены основные показатели, характеризующие толщу ордовикских отложений в целом, с учетом ее водоупорной части.

На общем фоне пологого падения ордовика на юг выделяются останцы, сложенные карбонатными породами: Пандивереская возвышенность, отдельные останцы в районе г. Таллина. Несколько более высокое положение кровли ордовикской толщи отмечается и в районе г. Кохтла-Ярве. Общее падение кровли ордовика на юг равномерное и составляет примерно 1 *м* на 3,3 *км*.

Глубина залегания кровли ордовика для всей северной Эстонии примерно до линии Хаапсалу — Пайде — Муствээ находится в пределах 10 *м* (рис. 25). К югу от указанной выше широты глубина залегания кровли резко возрастает до 100 *м* на широте Лихувески-Паламузе, до 200 *м* на широте Тагаранна-Тарту, до 300 *м* на широте Кингисепп — Отепя и до 350 *м* — в юго-восточной части Эстонии. В районе Мынисте-Локноского поднятия параллельно с выклиниванием намечается некоторый подъем кровли карбонатной толщи ордовика.

Изменения мощности ордовикских отложений приведены на картесхеме, и в табл. 44, из которых видно, что в северной приморской части Эстонии мощность карбонатных пород колеблется от 0 до 50 *м*, что объясняется интенсивным их размывом. К югу, по мере погружения известняков, увеличение их мощности происходит довольно быстро: Виру-Роэла — 120 *м*, Эллавере — 184 *м* и т. д., а наибольшие мощности приурочены к центральной части Эстонии.

Более детальная характеристика нижнего водоупора, отделяющего ордовикский водоносный комплекс от кембро-ордовикского горизонта, дана ниже. Верхний водоупор между силурийским и ордовикским водоносными комплексами практически отсутствует. Теоретически, исходя из приведенных выше принципов выделения водоносных горизонтов и комплексов, силурийско-ордовикскую толщу правильнее было бы рассматривать совместно в едином водоносном комплексе, ввиду общности литологических и гидрогеологических характеристик силурийских и ордовикских отложений. Однако исходя из стратиграфического принципа, как было указано выше, ордовикская и силурийская водоносные толщи рассматриваются отдельно.

Ордовикский водоносный комплекс характеризуется свободными напорными водами. Уровень подземных вод на большей площади распространения комплекса находится в пределах глубин от 0 до 10 *м*, повторяя в общих чертах современный рельеф поверхности земли

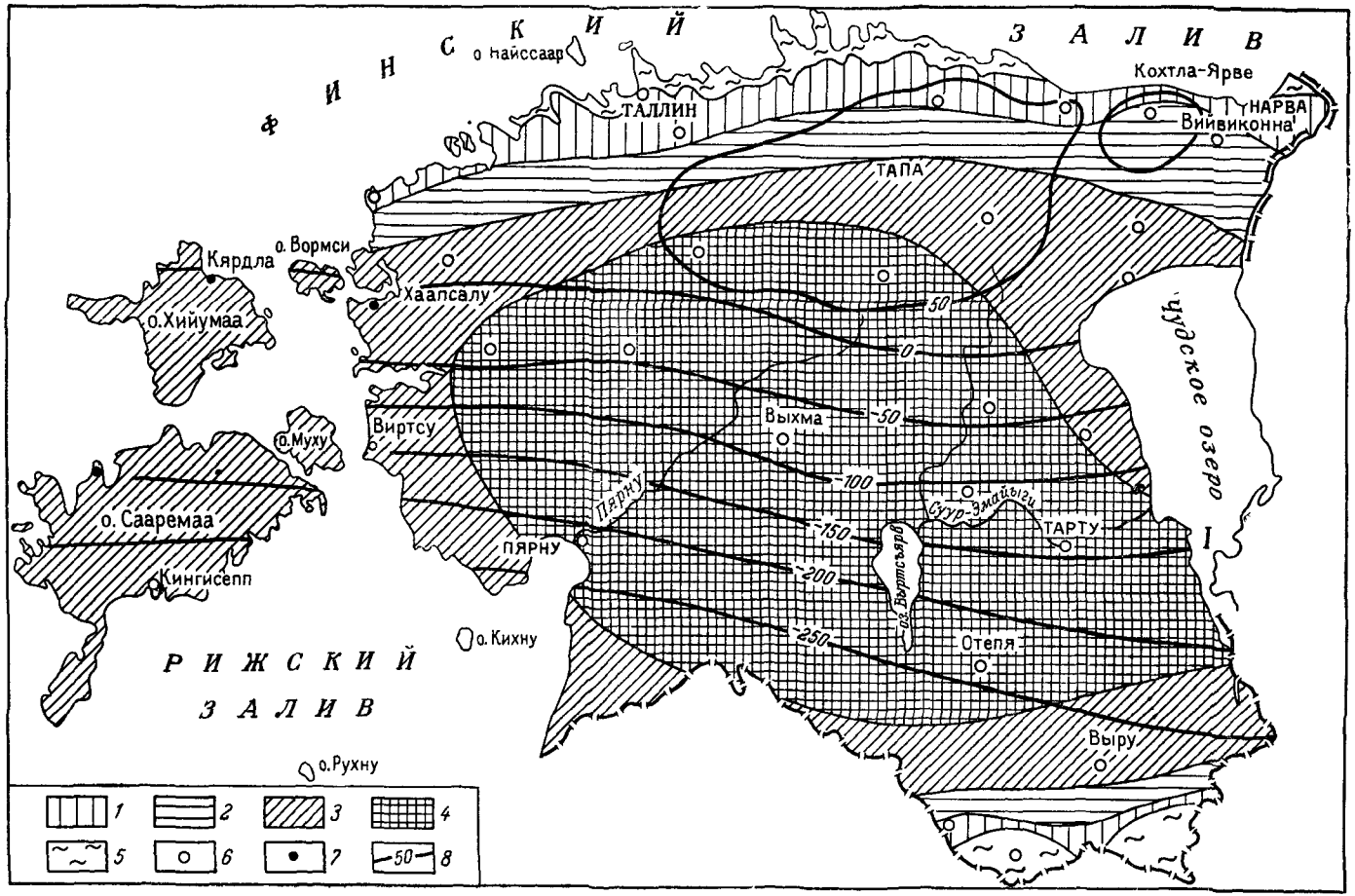


Рис 25 Схематическая карта распространения, изменения мощности и рельефа кровли ордовикского водоносного комплекса

Мощность водоносного комплекса: *1* — от 0 до 50 *м*; *2* — от 50 до 100 *м*, *3* — от 100 до 150 *м*; *4* — от 150 до 200 *м*; *5* — водоносный комплекс не распространен; *6* — скважина структурная или картировочная, *7* — скважина эксплуатационная на воду, *8* — изолинии кровли в абс. отметках, проведенные через 50 *м*

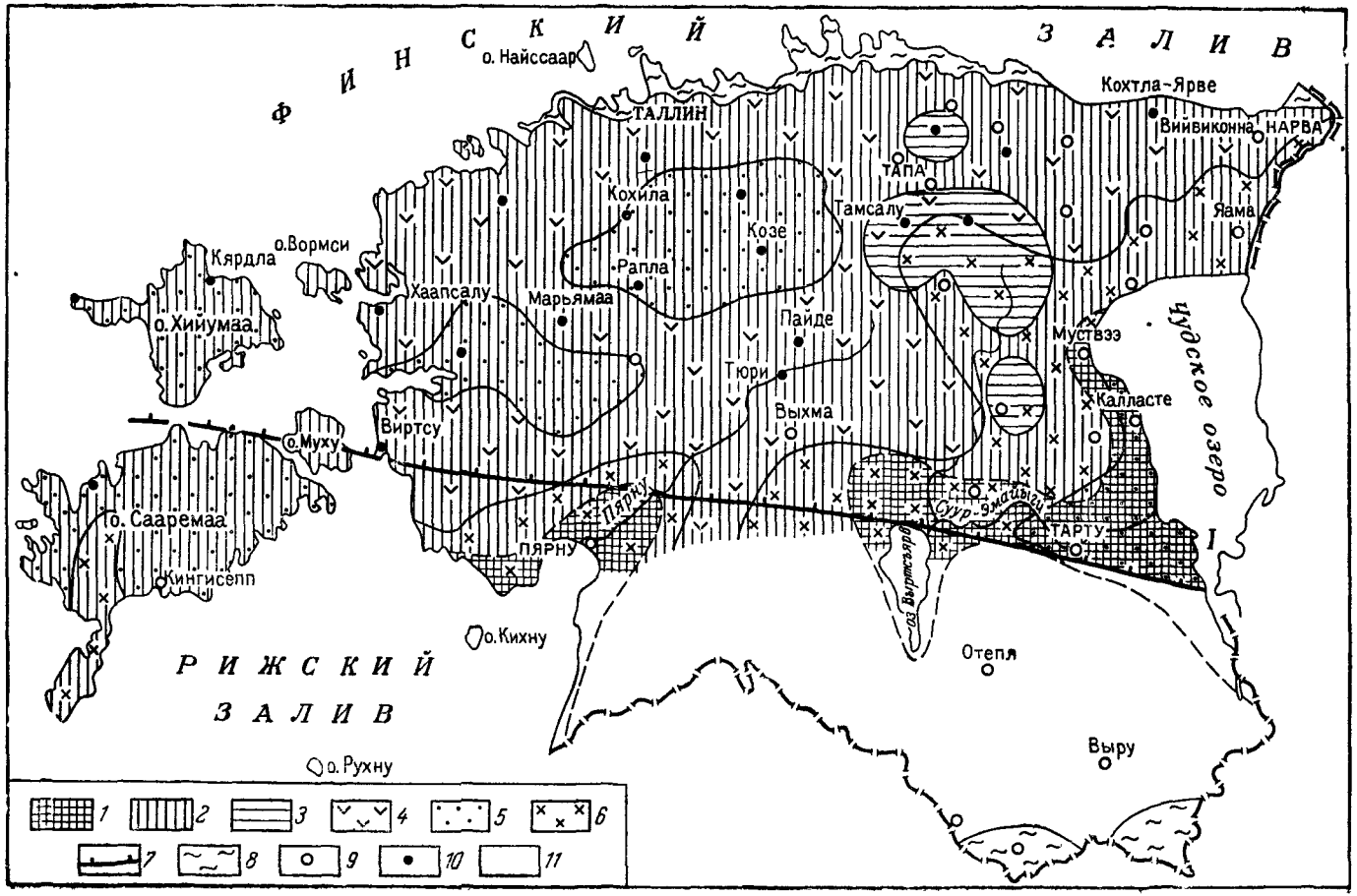
Таблица 44

Основные показатели ордовикского водоносного комплекса

Водопункт	Глубина залегания кровли, *м*	Мощность, *м*	Уровень подземных вод, *м*		Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*	Удельный дебит, *л/сек*	Коэффициент водопроницаемости, *м²/сутки*
			от поверхности земли	абсолютная отметка				
Удрику	4	23+	1,0	91,1	1,2	0,4	—	390
Ульясте	5	47	2,6	62,4	1,55	0,35	—	572
Кярдла, ул. Выйду	7	18+	+0,4	3,4	3,33	1,5	2,2	352
Кярдла, универмаг	8	22+	1,5	1,5	3,33	1,5	2,2	360
Куйе	1	31+	—	—	2,77	4,0	0,7	193
Вазалемма	3	61+	8,6	21,4	3,6	1,65	2,2	330
Венекюла	8	60	4,9	45,0	1,50	1,5	1,0	190
Кохила	6	74+	5,5	54,5	4,00	2,2	1,8	328
Кехра	7	48+	5,2	47	3,5	17,7	0,2	30
Ууэмыйза	7	68	1,5	50,5	6,2	5,5	1,1	246
Косе	23	58	3,6	76,4	9,3	34,5	0,27	103
Рапла, больница	31	22+	+	56,06	Нет сведений			
Рапла, Эстсельхозтехника	32	22+	3,21	59,00	3,06	1,92	1,59	207
Хирла	26	6+	4,8	103,2	0,5	0,4	—	304
Тамсалу	9	57	13,2	106,8	8,69	1,6	5,55	721
Туду	3	48+	1,0	72,0	1,07	3,38	0,3	40
Йизаку	15	105	8,4	47,5	3,12	3,64	0,86	112
Раннапунгерья	17	122	3,5	32,5	0,48	8,18	0,059	3
Яама	10	42+	0,6	31,2	1,26	8,0	0,15	25
Ристна	18	46+	6,4	11,6	3,6	1,6	2,2	355
Хаапсалу, санаторий	4	14,0	1,8	0	3,0	1,75	1,7	221
Коловере	51	124	—	—	14,0	28,0	0,5	73
Марьямаа, водонапорная башня	52	28+	2,3	34,8	11,5	8,33	1,38	179
Марьямаа, ж.-д. ст.	—	—	+0,7	40,50	Нет сведений			
Тюри	94	30+	4,0	57,5	2,0	6,0	0,33	176
Муствээ	30	82+	+	34,0	1,9	2,8	0,68	207
Паламузе	110	182	13,3	72,9	1,12	30,0	0,037	5
Виртсу	147,0	22+	0,3	2,7	5,0	30,0	0,17	56
Пярну	239	156	+0,4	2,6	0,03	81,46	0,004	1
Каагвере	188	162	+1,2	40,9	2,6	18,55	0,14	18
Отепя	373	168	—	—	0,40	30	0,013	2

(рис. 26). Более глубокие уровни, порядка 10—20 *м*, установлены на Пандивереской возвышенности и в районе Вийтна и Тамсалу (см. табл. 44). Наряду с этим скважины в пониженных участках рельефа (долины крупных рек — Пярну, Суур-Эмайыги и Казари, а также западное побережье Чудского озера) дают самоизливающуюся воду. Локальный самоизлив, в зависимости от высоты рельефа и условий дренирования, наблюдается в разных районах республики, например в районе Большого Таллина (Ваэкюла, Кийза), в районе г. Раквере (Янесе), а также в окрестностях г. Кохтла-Ярве, в Кярдла, Рапла, Кохила, Марьямаа и других местах. Схема гидроизогипс и гидроизопьез ордовикского комплекса отображена на рис. 27. Как видно из указанной карты-схемы, наиболее высокие значения абс. отметок уровня 100 *м* приурочены также к Пандивереской возвышенности.

Понижение абсолютных отметок уровня происходит в сторону глинта, где у его подножья зафиксировано наличие многочисленных родников. Более пологое понижение наблюдается в западном и южном направлениях и наиболее крутое — в восточном. Областью питания ордовикского водоносного комплекса является площадь его открытого


Ф И Н С К И Й З А Л И В
о. Найссаар
ТАЛЛИН
Кохтла-Ярве
Вийвиконна
НАРВА
ТАПА
Кохила
Тамсалу
Козе
Яама
Кярдла
о.Вормси
Рапла
Хаапсалу
Марьямаа
о. Хийумаа.
Пайде
Муствээ
Чудское озеро
Тюри
Калласте
Виртсу
о.Муху
Выхма
Пярну
Сыр-Эмайыги
ТАРТУ
о. Сааремаа
Кингисепп
ПЯРНУ
о.Кихну
Отепя
Р И Ж С К И Й
З А Л И В
Выру
о. Рухну
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

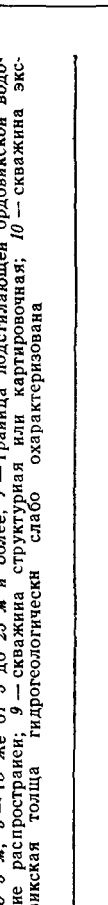


Рис. 26. Схематическая карта глубин залегания уровня подземных вод и характера гидравлической изолированности ордовикского водоносного комплекса

Глубина залегания уровня от поверхности: *1* — районы самоизлива; *2* — от самоизлива до 10 *м*; *3* — от 10 до 20 *м*. Характер гидравлической изолированности: (покрывающая водоупорная или относительно водоупорная толща четвертичного возраста); *4* — мощность толщи от 0 до 5 *м*; реже от 3 до 5 *м*; *5* — то же от 1 до 10 *м*; реже от 0 до 5 *м*; *6* — то же от 5 до 25 *м* и более; *7* — граница подстилающей ордовикской водоупорной толщи. Прочие знаки: *8* — площадь, где водоносный комплекс не распространен; *9* — скважина структурная или картировочная; *10* — скважина эксплуатационная на воду; *11* — площадь, где ордовикская толща гидрогеологически слабо охарактеризована

распределения, областью создания напора — Пандивереская возвышенность, а областями разгрузки: на севере — Финский залив, на западе — Балтийское море, на юге — местные эрозионные врезы и гидрографическая сеть и на востоке — Чудское озеро.

На рис. 27 также отображена схема изменения водопроводимости карбонатной толщи по площади. Наибольшие значения коэффициента водопроводимости превышают 500 *м²/сутки*. Они приурочены к району Пандивереской возвышенности. В северном направлении происходит постепенное уменьшение коэффициента, вплоть до 100 *м²/сутки*, в южном — до 5 *м²/сутки* в Пярну и 18 *м²/сутки* в Каагвере. На общем фоне установленной закономерности имеют место локальные отклонения показателей водопроводимости пород, что обусловлено непостоянством литолого-фациального состава пород и различной их водопроницаемостью. Этими же причинами объясняются значительные колебания коэффициентов фильтрации на небольших площадях и, как результат, изменчивость водообильности. Так, по данным М. А. Гатальского (1948), средневзвешенный коэффициент фильтрации ордовикской карбонатной толщи на территории Эстонского сланцевого бассейна вдоль плоскостей напластования составляет 3,84 *м/сутки*, а перпендикулярно напластованию — 0,24 *м/сутки*. Среднее значение коэффициента фильтрации пород в районе действующих шахт колеблется от 16 *м/сутки* (для верхней половины известняков кровли) до 7 *м/сутки* — для нижней половины известняков кровли и до 2—3 *м/сутки* — для верхней части известняков почвы. Максимальные значения коэффициента фильтрации по тому же району достигают 164,1 *м/сутки* (Эрисалу, 1963). По непостоянству значений водопроницаемости (как по площади, так и по разрезу) на примере Эстонского сланцевого месторождения можно судить и об остальной территории.

Водообильность ордовикского комплекса — пестрая. Например, на территории Эстонского сланцевого месторождения удельный дебит скважин колеблется от 0,15 до 26 *л/сек* (Вяярси, 1961). Самыми водообильными являются верхние горизонты ордовикской карбонатной толщи в районах выхода ее на дневную поверхность или под маломощный слой четвертичных отложений. Менее водообильны кукрузеский и таллинский горизонты. Данные водообильности ордовикского комплекса приведены в табл. 44. Они указывают на отсутствие какой-либо закономерности в выделении наиболее водообильных участков.

У подножия глинта и на склоне Пандивереской возвышенности карбонатная толща дренируется как в виде отдельных рассредоточенных родников, так и в виде сплошного пластового выхода (табл. 45).

В целом ордовикский водоносный комплекс (как и силурийский) дает начало большому количеству родников, обычно приуроченных к бортам долин рек и другим понижениям рельефа (рис. 28). Многие родники яв-

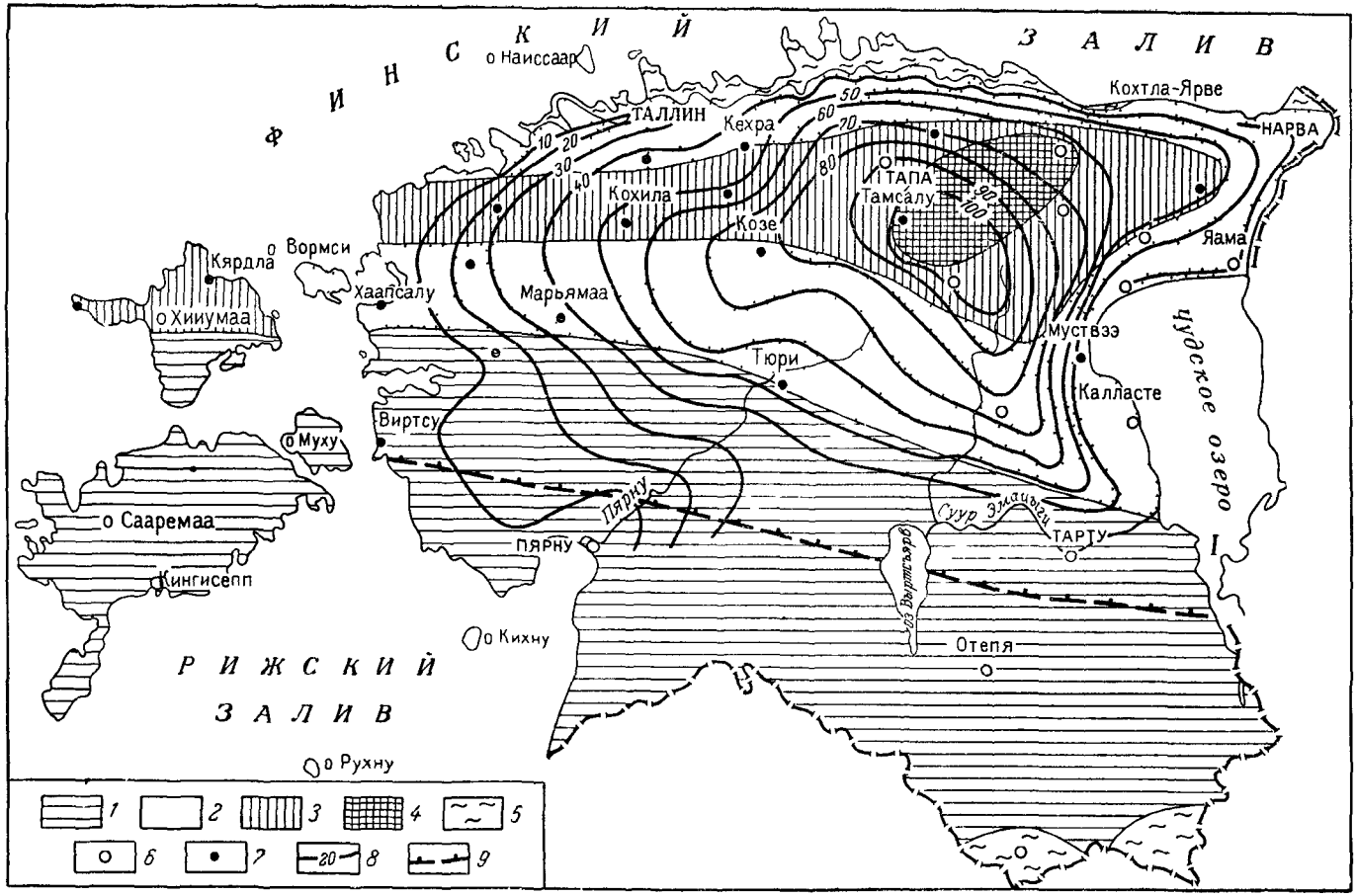


Рис 27 Схематическая карта водопроводимости, гидроизопьез (гидроизогипс) ордовикского водоносного комплекса

Коэффициент водопроводимости *1* — менее 100 *м²/сутки* *2* — от 100 до 200 *м²/сутки*, *3* — от 200 до 500 *м²/сутки*, *4* — более 500 *м²/сутки*, *5* — водоносный комплекс не распространен *6* — скважина структурная или картировочная *7* — скважина эксплуатационная на воду, *8* — гидроизопьезы (гидроизогипсы), проведенные через 10 *м*, *9* — южная граница распространения ордовикской толщи в качестве водоносного комплекса (проведена предположительно)

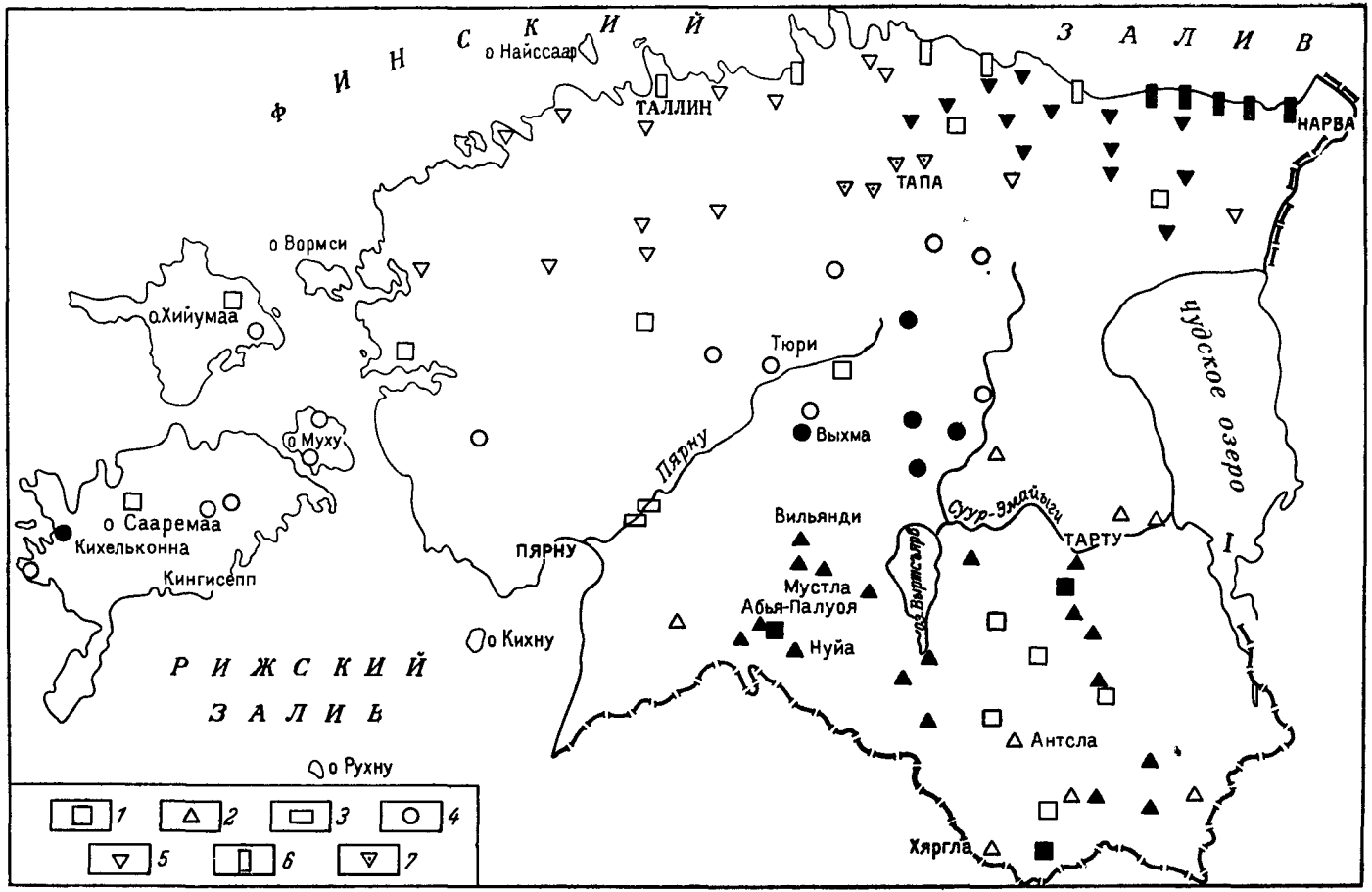


Рис 28 Схематическая карта расположения родников

Пригурочениость родников к выделенным водоносиым комплексам и горизоитам (светлые — единичные, залитые — групповые) *1* — четвертичиому, *2* — швентой-ско-тартускому, *3* — пярнускому, *4* — силурийскому; *5* — ордовикскому, *6* — кембро-ордовикскому, *7* — родники, со стациоиариыми наблюдениями за режимом подземных вод

Таблица 45

Сведения о родниках

Местоположение родника или группы родников	Абсолютные отметки выхода, *м*	Количество родников	Тип родника	Суммарный дебит, *л/сек*	Формула химического состава
Вяэна . . .	Нет сведений	1	Нисходящий	1,44	Нет сведений
Ягала . . .	» »	1	»	0,18	$0{,}3\,\frac{HCO_3\ 92}{Ca + Mg\ 88}$
Селья . . .	50	4	»	2,3	$0{,}3\,\frac{HCO_3\ 89}{Ca\ 79\ Mg\ 21}\ t - 5{,}5°$
Кохила . .	55	5	Восходящий	30,0	$0{,}3\,\frac{HCO_3\ 79}{Ca\ 73}\ t - 5{,}5°$
Пада . . .	54	4	Нисходящий	18,5	$0{,}3\,\frac{HCO_3\ 89}{Ca\ 68}\ t - 7°$
Вальяотса .	89	1	Восходящий	45	$0{,}2\,\frac{HCO_3\ 80}{Ca\ 66\ Mg\ 32}\ t - 8°$
Линнамяэ .	Нет сведеиий	1	Нисходящий	1,0	Нет сведенй
Сииналлику	50	1	Восходящий	18,7	» »
Янеда . . .	Нет сведеиий	1	Нет сведений	313,0	» »
Имасту . .	» »	1	» »	255,0	» »

ляются истоками рек, берущих начало с Пандивереской возвышенности. Дебит родников уменьшается в направлении от области питания — Пандиверской возвышенности к области разгрузки — Финскому заливу и Балтийскому морю. На побережье Финского залива у подножия глинта в области разгрузки ордовикского водоносного комплекса нередко выход подземных вод приобретает пластовый характер (рис. 28).

По химическому составу подземные воды ордовикского комплекса в пределах материковой части Эстонии являются в основном пресными гидрокарбонатными (рис. 29). Воды верхнего отдела ордовика в районах выхода пород под четвертичные отложения или непосредственно на поверхность земли имеют гидрокарбонатный магниево-кальциевый и кальциево-магниевый состав с минерализацией 0,4—0,6 *г/л* (Кохила, Рапла, Удрику, Кильтси, Туду, Раннапунгерья, Йыгева). С погружением пород верхнего отдела ордовика под более молодые отложения силура и девона воды приобретают пестрый состав: гидрокарбонатный кальциево-магниево-натриевый (Пайде), гидрокарбонатный магниево-натриевый (Вяндра), сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый (Выхма), хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниево-натриевый состав (Каагвере). Воды по-прежному пресные с минерализацией 0,3—0,7 *г/л*.

Аналогичные вариации химического состава подземных вод наблюдаются в горизонтах среднего и нижнего отдела ордовика, где воды гидрокарбонатные магниево-кальциевые или кальциево-магниевые с различными соотношениями в содержании натрия и сульфат-иона. Так, локально встречаются воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые (Кехра), отмечено колебание состава вод от хлоридно-гидрокарбо-

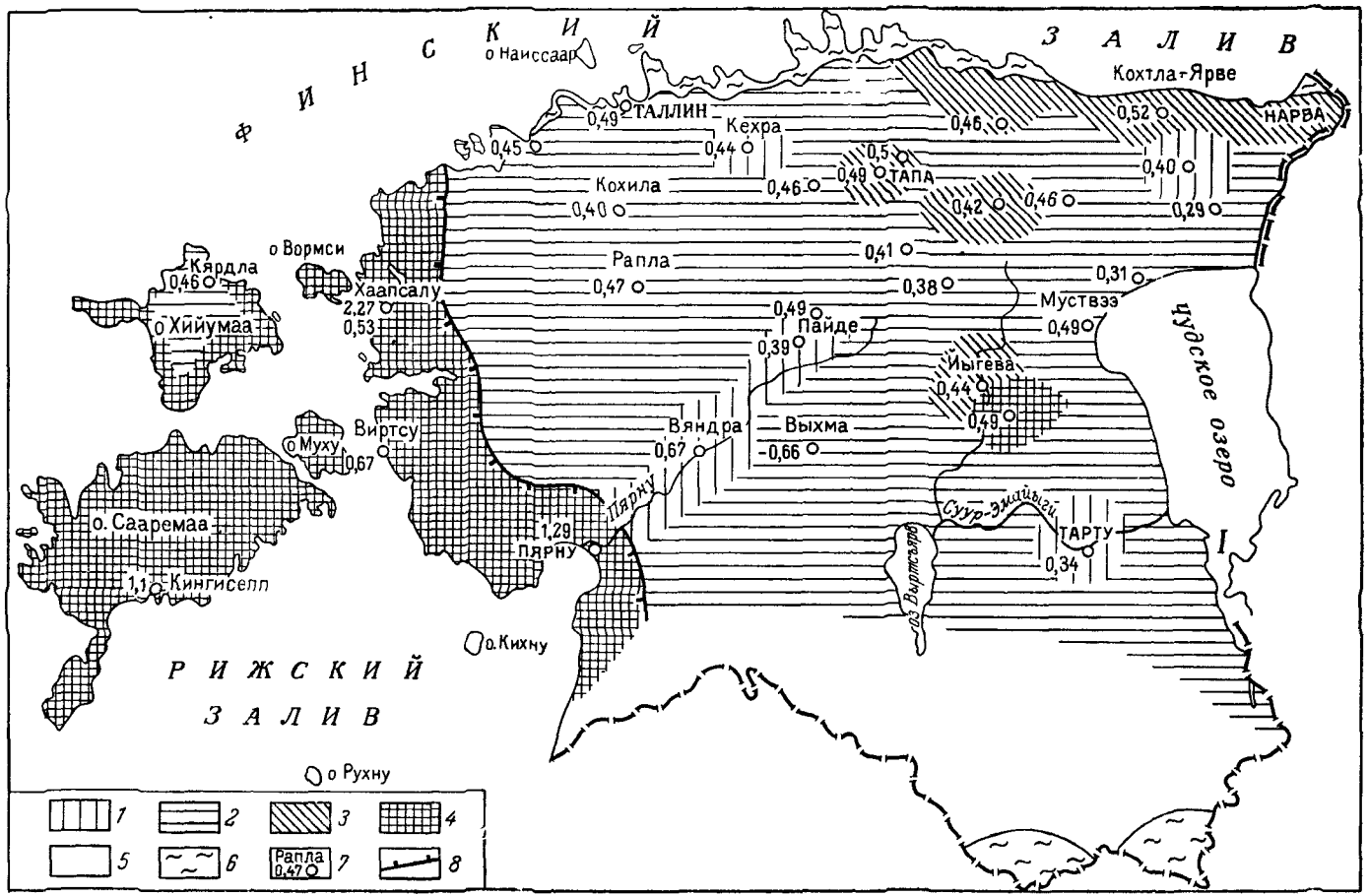


Рис. 29. Схематическая гидрохимическая карта ордовикского водоносиого комплекса

Типы вод в интервале минерализацни от 0,3 до 0,7 реже >1 *г/л*. Воды: *1* — гидрокарбонатиые натриевые, *2* — гидрокарбоиатиые кальциевые; *3* — гидрокарбоиатные магниевые; *4* — хлоридиые натриевые; *5* — химический состав подземиых вод не изучен; *6* — водоносный комплекс отсутствует; *7* — скважина, слева — миерализация воды в *г/л*; *8* — граница распространеиия хлоридиых вод с миерализацией выше 1 *г/л*

Таблица 46

Химические анализы подземных вод ордовикского комплекса

Местоположение скважин	Интервал опробования, *м*	Содержание основных компонентов, *мг/л*						Общая жесткость, *мг/экв*	Формула химического состава
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+} + K^{+}$	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2}		
Клоога	13—25	65	21	18	323	8	13	13,9	$0{,}45\ \frac{HCO_3\ 91}{Ca\ 57\ Mg\ 29}$
Кехра	35—75	28	15	73	256	25	39	2,6	$0{,}44\ \frac{HCO_3\ 72}{Na\ 55\ Ca\ 24\ Mg\ 21}$
Тапа	46—131	65	41	—	329	21	30	6,6	$0{,}49\ \frac{HCO_3\ 82}{Mg\ 51\ Ca\ 49}$
Удрику	2—27	80	19	4	305	12	20	5,6	$0{,}5\ \frac{HCO_3\ 87}{Ca\ 70\ Mg\ 27}$
Кохтла-Ярве	17—77	58	37	19	400	4	7	5,9	$0{,}52\ \frac{HCO_3\ 96}{Mg\ 45\ Ca\ 43}$
То же		16	17	62	183	60	—	2,2	$0{,}35\ \frac{HCO_3\ 65}{Na\ 55\ Mg\ 29}$
» »		97	16	11	268	19	75	6,3	$0{,}51\ \frac{HCO_3\ 66\ SO_4\ 23}{Ca\ 73\ Mg\ 20}$
Кярдла	22—50	89	14	2	278	34	36	5,6	$0{,}46\ \frac{HCO_3\ 66}{Ca\ 79\ Mg\ 20}$
Кохила	8—50	74	16	—	293	8	10	5,0	$0{,}4\ \frac{HCO_3\ 92}{Ca\ 74\ Mg\ 26}$
Кильтси	25—80	64	25	—	299	6	15	7,5	$0{,}41\ \frac{HCO_3\ 91}{Ca\ 60\ Mg\ 40}$
Роэла	24—55	48	39	—	323	3	20	5,6	$0{,}42\ \frac{HCO_3\ 92}{Mg\ 57\ Ca\ 43}$
Туду	4—51	72	31	2	336	4	11	6,2	$0{,}46\ \frac{HCO_3\ 93}{Ca\ 57\ Mg\ 41}$

Хаапсалу (ул. Лийва)	21	37	95	652	201	1064	225	9,64	$2{,}27\ \frac{Cl\ 79}{Na\ 74\ Mg\ 21}$
Хаапсалу (санаторий)	64—35	55	30	34	245	60	101	—	$0{,}53\ \frac{Cl\ 71}{Na\ 72}$
	132—145	115	80	347	488	523	224	21	$1{,}78\ \frac{Cl\ 54\ HCO_3\ 29}{Na\ 55\ Mg\ 24\ Ca\ 21}$
Пайде	50—75	27	20	53	226	30	16	2,98	$0{,}39\ \frac{HCO_3\ 76}{Na\ 43\ Mg\ 31}$
Раннапунгерья	22—45	43	16	14	226	5	—	3,42	$0{,}31\ \frac{HCO_3\ 96}{Ca\ 52\ Mg\ 31}$
Иллука	46—86	33	24	43	264	3	6	2,7	$0{,}4\ \frac{HCO_3\ 95}{Na\ 38\ Ca\ 34}$
Рапла	45—78	87	15	14	293	20	31	6,0	$0{,}47\ \frac{HCO_3\ 78}{Ca\ 70\ Mg\ 20}$
Йыгева	17—28	37	26	37	305	14	12	4,0	$0{,}44\ \frac{HCO_3\ 89}{Mg\ 38\ Ca\ 33\ Na\ 29}$
Пярну, грязелечебница	215—385	22	18	404	188	444	216	2,5	$1{,}3\ \frac{Cl\ 62\ SO_4\ 22}{Na\ 87}$
Вяндра	35—120	29	37	106	372	62	61	4,5	$0{,}67\ \frac{HCO_3\ 67}{Na\ 50\ Mg\ 34}$
»	50—105	94	60	18	439	46	73	9,6	$0{,}76\ \frac{HCO_3\ 69}{Mg\ 47\ Ca\ 45}$
Выхма	115—250	97	34	33	335	54	105	7,7	$0{,}66\ \frac{HCO_3\ 60\ SO_4\ 24}{Ca\ 53\ Mg\ 30}$
Каагвере	201—246	20	14	60	123	46	66	2,1	$0{,}34\ \frac{HCO_3\ 41\ SO_4\ 27\ Cl\ 26}{Na\ 55\ Mg\ 24\ Ca\ 21}$
Кингисепп	250—400	83	41	203	409	298	50	7,8	$1{,}1\ \frac{Cl\ 52\ HCO_3\ 41}{Na\ 54\ Ca\ 25\ Mg\ 21}$

натных кальциево-натриевых до сульфатно-гидрокарбонатных магниево-кальциевых (район Кохтла-Ярве), что несомненно обусловлено воздействием искусственных факторов. Например, в районе Эстонского сланцевого бассейна процесс сульфатизации вод может быть объяснен окислением большого количества вкраплений сульфидов железа и полиметаллов в процессе разработки месторождения. Химический состав подземных вод в западной материковой части республики и на островах несомненно определяется влиянием моря. Однако в некоторых случаях, как исключение, подземные воды ордовикских отложений на морском побережье пресные гидрокарбонатные и магниево-кальциевые с различным содержанием сульфат-иона, хлорид-иона и натрия, что объясняется, очевидно, гидродинамическими условиями района (Кярдла).

В городе Хаапсалу ордовикский водоносный комплекс характеризуется пестрым химическим составом и минерализацией. Однако преимущественно это солоноватые хлоридные натриевые воды с минерализацией от 1 до 2,3 *г/л* (табл. 46).

Относительное увеличение минерализации с глубиной установлено по скважинам Пярну и Кингисепп.

В ряде пунктов, по данным Л. Куйк, подземные воды ордовикского комплекса содержат повышенное (>1 *мг/л*) содержание железа: Саку 3,6; Тухала 1,2; Кехра-Раазику 1,5; Кохила 2; Калиярве, Хальяла, Раквере, Мыдрику от 1,8 до 2,4; Эрра 4,0; Таммику 9 *мг/л*. Повышенное содержание фтора установлено на следующих участках: Янеда 2,2; Пайде 2,2—3,2; Пыльтсамаа 4,8; Выхма 3,2; Ору 2,0; Лихувески 1,8; Марьямаа 1,6—2,4; Кулламаа 2,6—3,0; Хаапсалу 2—2,8; Лихула 1,7—3,2; Виртсу 3,5 *г/л*. Таким образом, подземные воды с повышенным содержанием фтора тяготеют к западной Эстонии и островам. Содержание йода в этих водах колеблется от 1,3 до 15 $\gamma/л$.

Ввиду идентичных условий залегания, сходности литолого-фациального состава пород, единства гидравлической системы режима подземных вод силурийско-ордовикской карбонатной толщи рассматривается совместно. Существующая наблюдательная сеть позволяет весьма схематично охарактеризовать два вида режима указанного комплекса— области питания (создания напоров) и области циркуляции — разгрузки. При этом необходимо отметить, что переходов от области питания к областям циркуляции и разгрузки выделить не удается. С целью иллюстрации изменения режимообразующих факторов по направлению движения от области питания — Пандивереской возвышенности к областям разгрузки — Рижскому заливу рассматривается профиль (рис. 30) по линии Раквере Коону — Вяйке — Маарья — Пайде — Коэру — Вяндра — Синди — о. Кихну, причем по некоторым точкам (Коону, Пайде, Вяндра, о. Кихну) имеется более чем пятилетний ряд наблюдений.

При этом установлено, что годовая амплитуда колебания уровней первого от поверхности земли водоносного горизонта закономерно уменьшается по направлению от области питания — возвышенности Пандивере к области разгрузки — Балтийскому морю, например, по данным 1963 г., от 3,84 *м* (в Коону) до 0,3 *м* на о. Кихну (табл. 47). Это объясняется усиленным питанием водоносного комплекса, происходящим за счет выпадающих на месте атмосферных осадков и подземного подтока вод из области питания. Кроме того, плавность уровенных кривых по направлению от области питания к области разгрузки объясняется еще и некоторой защищенностью его от прямого попадания осадков. Эта защищенность создается наличием локальных водоупоров, образованных четвертичными отложениями по величине. На побережье и на островах отмечается незначительное испарение, обус-

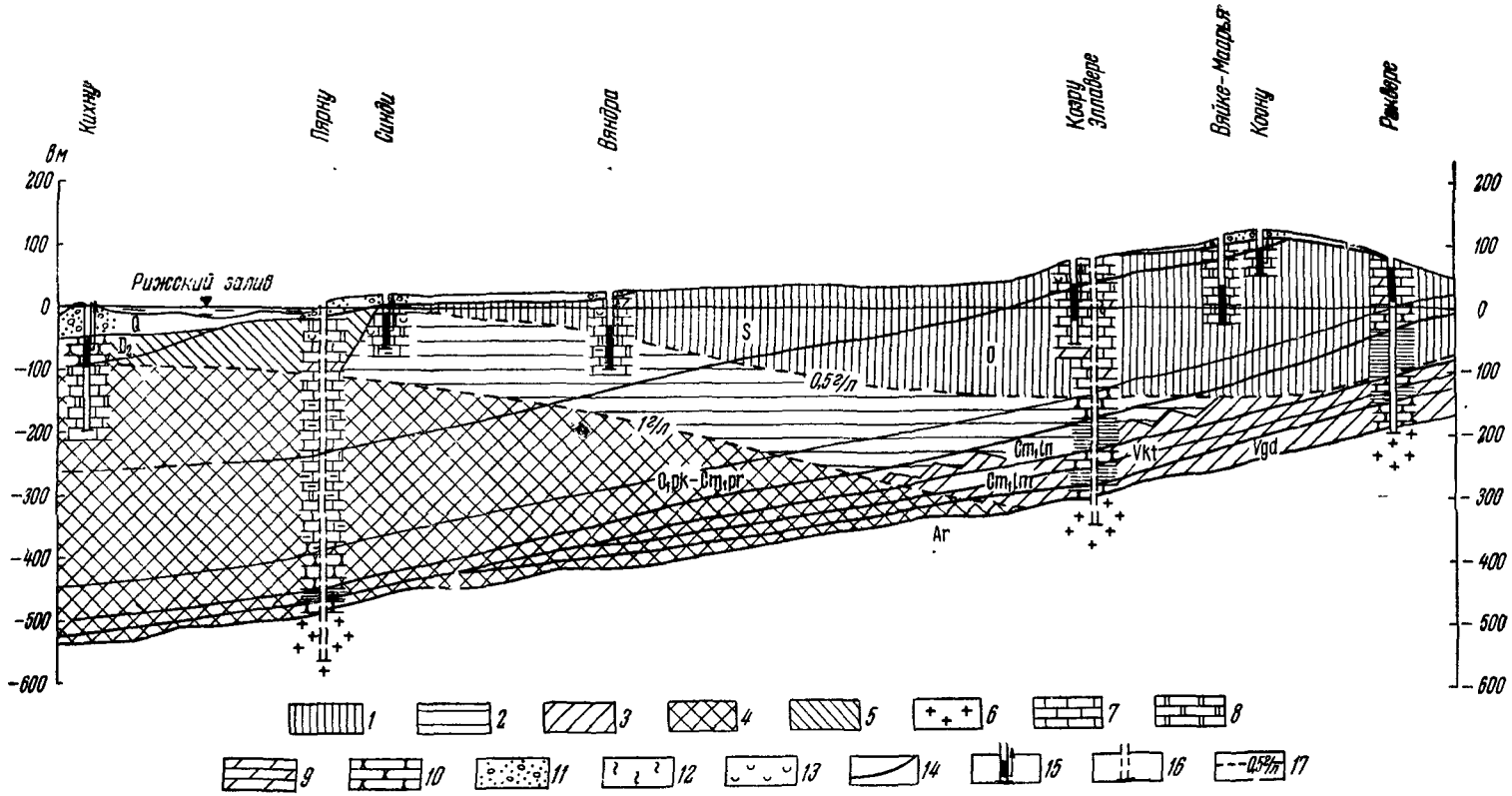


Рис. 30 Гидрохимический профиль по линии о. Кихну — Вяндра — Раквере

Гидрохимические типы воды: *1* — гидрокарбонатные магниево-кальциевые или гидрокарбонатные кальцнево-магиневые воды с минерализацией до 0,5 *г/л*; *2* — хлоридио-гидрокарбоиатиые кальциево-магниево-натриевые воды с минерализацией выше 0,5 *г/л*; *3* — гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые нли натриево-кальцневые воды с мнинерализацией до 0,5 *г/л*, реже от 0,5 до 1 *г/л*; *4* — хлоридно-натриевые воды с минерализацией выше 1 *г/л*; *5* — воды смешанного состава: хлоридио-гидрокарбоиатные кальциево-магиневые и гидрокарбонатно-хлоридные кальцневб-натриевые воды, *6* — породы кристаллнческого фундамента; *7* — известняки; *8* — доломиты; *9* — мергели; *10* — песчаники; *11* — песок, гравий; *12* — трещиноватость; *13* — закарстованность

Прочие знаки: *14* — геологические границы систем и отделов (пуиктиром проведены условно); *15* — скважина; *16* — спроектированная скважина; *17* — граница мнинерализацни подземных вод в *г/л*

Таблица 47

Некоторые данные по уровенному режиму подземных вод силурийско-ордовикского водоносного комплекса

Наблюдательный пункт	Абсолютные отметки поверхности земли, *м*	Год наблюдений								Среднегодовая многолетняя амплитуда, *м*
		1956 г.	1957 г.	1958 г.	1959 г.	1960 г.	1961 г.	1962 г.	1963 г.	низший минимальный уровень
Коону	122,78	5,48 17,70 (IV)	3,80 15,90 (IV)	4,10 16,70 (XII)	6,6 18,84 (XII)	5,5 20,73 (IV)	2,5 16,43 (III)	4,49 16,5 (I)	3,84 17,24 (X)	4,5 20,7 (IV, 1960)
Пайде, баня	62,9	1,22 5,03 (III)	1,19 3,01 (VIII)	2,0 4,29 (VII)	2,90 5,25 (X)	1,6 4,1 (VIII)	1,3 3,6 (VI)	1,2 3,4 (III)	—	1,6 5,25 (X, 1959)
Коэру	85,96	—	—	—	—	— 2,7 (III)	2,0 2,1 (VI)	0,42 3,02 (I)	0,92 3,24 (IX)	1,1 3,24 (IX, 1963)
Вяндра	~35	1,21 2,24 (VI)	1,29 2,57 (IX)	0,85 2,14 (VII)	2,05 1,92 (II)	2,0 3,4 (X)	1,1 2,1 (VI)	0,8 2,2 (IV)	1,95 3,16 (VI)	1,6 3,4 (X, 1960)
Синди	11,53	—	—	—	—	—	—	0,74 5,1 (XI)	1,10 5,55 (VIII)	—
Кихну	~2	—	—	0,35 1,66 (XII)	0,45 2,18 (XII)	1,0 1,75 (I, II)	1,0 2,10 (I)	0,45 1,60 (XII)	0,30 1,67 (I, IV)	0,59 2,18 (XII, 1959)
Кярдла, пристань	1,44	1,22 1,25 (VI)	—	0,90 1,48 (III)	1,31 1,61	—	—	—	1,38 1,85 (II)	1,2 1,85 (II, 1963)
Кассари на о. Хийумаа	~4,5	0,9 2,96 (III)	0,92 2,78 (I)	0,62 2,53 (IX)	0,85 2,75 (IX)	0,85 2,8 (III)	0,65 2,6 (VII)	0,5 2,25 (VI)	0,63 2,64 (VII)	0,74 2,96 (III, 1956)
Лехмья	45,75	2,05 3,52 (VII)	1,93 3,44 (VII)	2,48 3,38 (III)	2,40 4,90 (XII)	2,63 4,79 (III)	1,67 3,22 (V)	—	—	2,19 4,9 (XII, 1959)
Хаапсалу	8,10	—	3,3 4,1 (VI)	2,3 7,6 (III)	2,75 9,75 (VIII)	3,35 11,75 (VI)	3,3 12,3 (VII)	1,2 10,73 (II)	1,25 12,38 (VIII)	2,49 12,3 (VII, 1961)

* Примечание: числитель — годовая амплитуда колебания уровня, *м*; знаменатель — минимальный уровень от поверхности земли, *м*.

ловленное большими величинами относительной влажности воздуха в области разгрузки по сравнению с областью циркуляции.

Указанная закономерность, выражающаяся в уменьшении амплитуд колебания уровней в направлении от области питания к области разгрузки, распространяется и на нижележащие толщи силура — ордовика. В данном случае определяющее влияние на формирование уровенного режима имеет как водопроводимость пород, так и уклоны подземного потока. Установлено также, что осадки, выпадающие в области питания, при значительной испаряемости заметного влияния на уровенный режим не оказывают (рис. 31).

Влияние климатических факторов на естественный уровень подземных вод подтверждается в некоторых случаях установленной в году цикличностью колебаний уровня: два максимума — весенний и осенний и промежуточные между ними минимумы — зимний и летний. Максимальное положение уровней обычно наблюдается в конце марта и в начале апреля. С первой или второй декады апреля отмечается резкий подъем уровней, достигающий максимума в первой половине мая. Летний минимум наступает во второй декаде августа и продолжается до осеннего подъема, который обычно начинается в октябре (см. рис. 31).

В общих чертах аналогичный ход уровней наблюдается и по скважинам, располагающимся в прибрежной части в г. Хаапсалу и на о. Хийумаа. Однако здесь на фоне общего хода уровней резко выделяются колебания, вызванные изменением уровня моря и атмосферного давления.

Из вышеприведенного следует, что определяющими факторами формирования уровенного режима в первую очередь являются климатические, обусловливающие питание водоносного горизонта. Различие геоморфологических условий при переходе от областей создания напоров (питания) к областям циркуляции проявляется в уровенном режиме в различии амплитуд и интенсивности подъемов и спадов.

Закономерность, подтверждающая наличие цикличности в годовом разрезе, характеризуется и графиком колебания дебита по родникам, составленным по данным Т. Эйпре, УГМС ЭССР (рис. 32).

Большинство изучаемых родников располагается в области питания — на Пандивереской возвышенности и относится к типу карстовых, характеризующихся резким увеличением дебита в весеннее половодье, постепенным уменьшением его в течение лета, вплоть до полного высыхания и проявления только во время осеннего подъема. По сообщению Л. Валлнер (1964), коэффициент динамичности дебита родников колеблется от 1,4 до 20.

Второй профиль по направлению от зоны г. Кохтла-Ярве к Нарвскому водохранилищу (по линии Охаквере — Контсо — Мустйыги) был заложен с целью выявления влияния водохранилища на режим подземных вод ордовикского водоносного комплекса. Результаты четырехлетних наблюдений приведены в табл. 48.

Как видно из табл. 48, превышение уровня грунтовых вод над уровнем поверхностных вод водохранилища на расстоянии до 20 *км* и более по профилю на запад при минимальных стояниях уровня колеблется от 2,5 до 40 *м*. При глубокой разработке сланцев вблизи водохранилища не исключена возможность подтока поверхностных вод, если не будут приняты соответствующие защитные меры. Анализ изменения уровенного режима в направлении от Пандивереской возвышенности до Нарвского водохранилища показывает, что по всем скважинам наблюдается заметное влияние на него метеорологических факторов. Это объясняется в основном неглубоким залеганием водоносного комплекса.

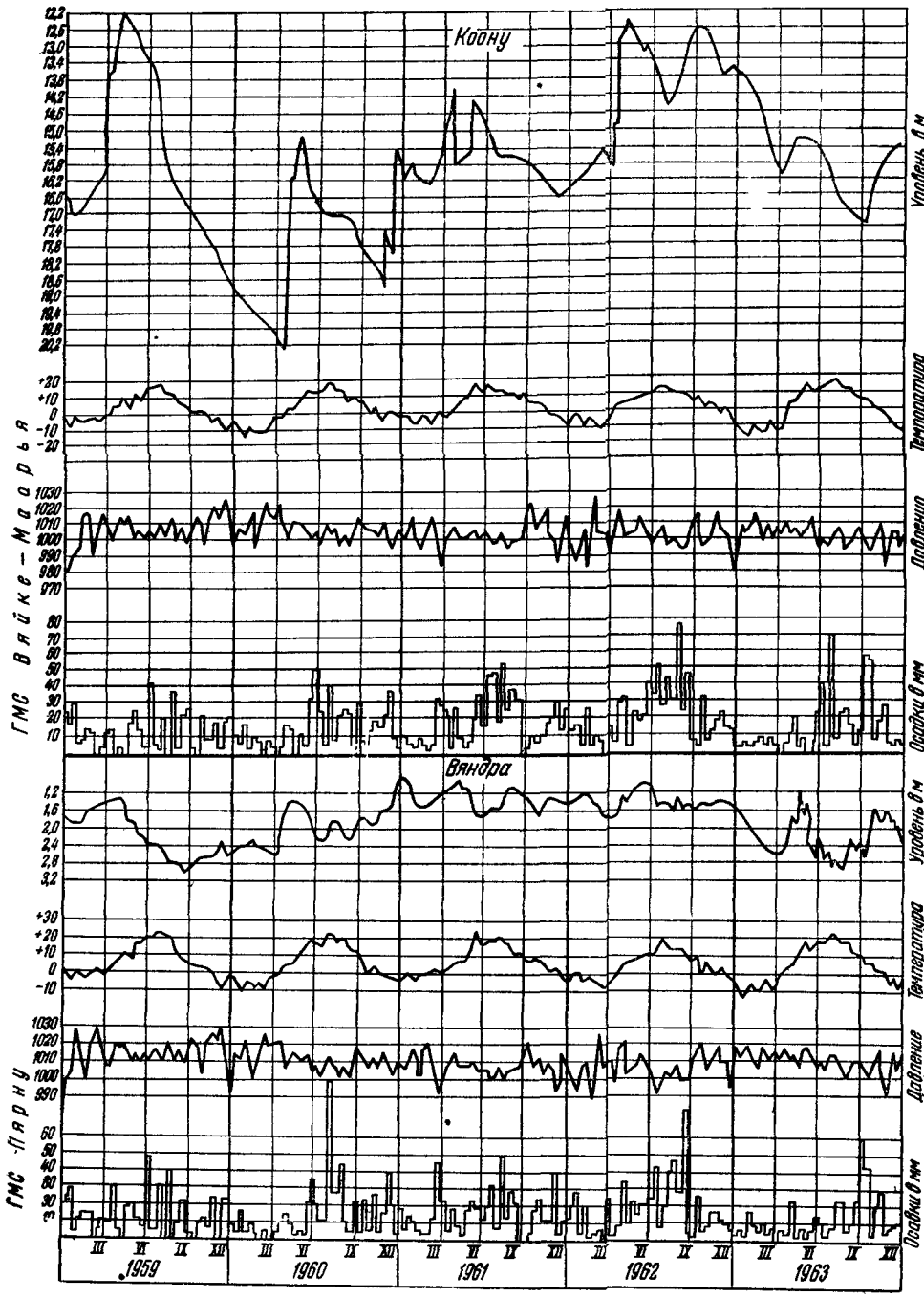


Рис. 31. График режимных наблюдений по ордовикскому водоносному комплексу

Таблица 48

Данные уровенного режима подземных вод по профилю Охаквере — Мустйыги в период с 1960 по 1963 г.

Наблюдательный пункт	Расстояние от водохранилища, *км*	Абс. отм. поверх. земли (точки замера), *м*	Числитель — годовая амплитуда колебания уровня в *м*, знаменатель — минимальный уровень от поверхности земли			
			1960	1961	1962	1963
Охаквере	22	67,94		2,18 / 4,31 (VIII)	2,25 / 3,59 (III)	1,43 / 4,33 (VIII, IX)
Контсо	17	42,75	1,53 / 1,93 (IV)	—	0,81 / 0,85 (III)	1,19 / 1,46 (IX)
Путки	9	27,72	1,52 / 1,86 (IX)	1,39 / 1,07 (VII)	0,56 / 1,07 (VIII)	1,25 / 2,31 (VIII)
Мустйыги	3	27,58	1,09 / 1,14 (VII)	—	0,38 / 0,52 (VII)	1,77 / 1,88 (VII)
Нарвское водохранилище, Кривасоо	0	23,00 („0" графика)	1,06 / 24,1	0,50 / 24,64	0,47 / 24,76	0,66 / 24,52

С целью характеристики гидрохимического режима силурийско-ордовикского водоносного комплекса по опорному поперечнику Коону—Кихну проведена серия анализов подземных вод за период наблюдений с 1956 по 1963 г., сведенных в табл. 49.

Таблица 49

Некоторые показатели колебаний химического состава силурийско-ордовикского водоносного комплекса

Местоположение пункта стационарных наблюдений (скважин)	Количество анализов	В числителе — минерализация, в знаменателе — наиболее распространенная минерализация, *мг/л*	В числителе — содержание ионов, в знаменателе — наиболее распространенное содержание ионов, *мг/л*					
			Катионы			Анионы		
			$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}
Коону	11	239—444 / 260	0,5—51 / 15	26—73 / 70	16—37 / 20	247—397 / 270	7—15 / 12	11—66 / 16
Вяйке-Маарья	3	440—460 / 450	7—12 / 11	64—68 / 67	25—28 / 26	281—293 / 286	9—11 / 10	25—32 / 26
Коэру	5	280—460 / 450	3—8 / 6	62—68 / 64	30—31 / 31	292—317 / 299	7—12 / 7	24—32 / 25
Вяндра	10	380—690 / 500	16—122 / 108	9—37 / 30	6—35 / 32	159—397 / 378	51—75 / 70	37—67 / 55
Синди	3	630—660 / 630	98—102 / 102	32—45 / 34	24—29 / 25	403—421 / 415	30—71 / 32	2—4 / 4
Кихну	3	461—524 / 493	121—135 / 128	22—36 / 22	18—22 / 18	170—183 / 183	176—195 / 176	11—34 / 26

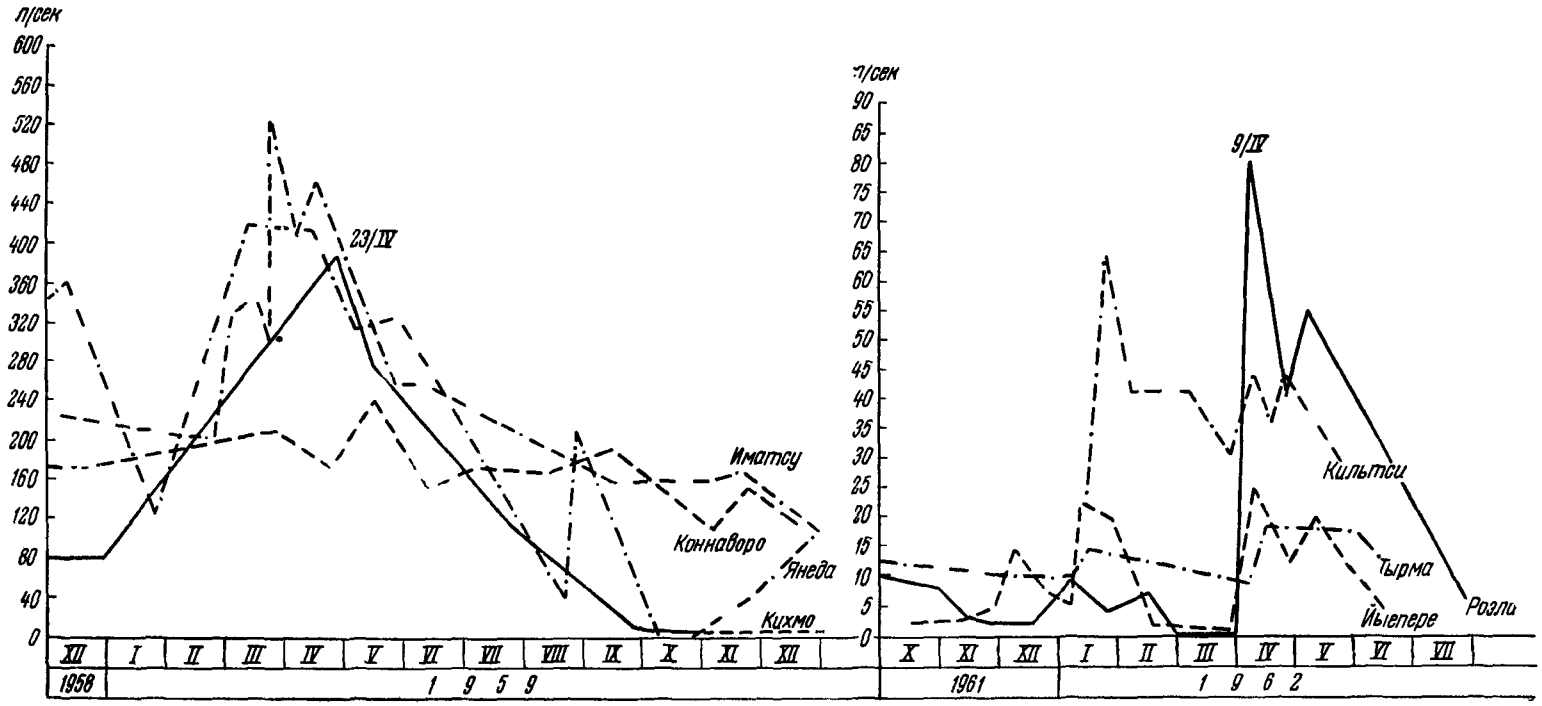


Рис. 32. Графики колебаний дебита родников в районе Пандивереской возвышенности

Анализ многолетних данных химического состава подземных вод указывает на значительные колебания содержаний того или иного компонента в пределах до 20—40 *мг/л* (реже больше) в течение годичного цикла, а также всего периода наблюдений в целом. Какой-либо закономерности изменения химического состава во времени не установлено, за исключением наблюдательной точки в Вяндра, по которой из семилетнего ряда наблюдений только анализы последнего 1963 г. указывают на резкое возрастание минерализации, а соответственно и резкое увеличение прочих компонентов в воде.

Температурные наблюдения проводились в единичных случаях. Например, по Вяндра в 1962 г. отмечены следующие колебания температуры воды в скважине: июль 10,7°, ноябрь 8°, декабрь 7,3° С. Таким образом, общий порядок колебания температуры в течение годичного цикла по силурийско-ордовикскому комплексу составляет 3—4°.

С точки зрения санитарной благонадежности ордовикский водоносный комплекс, аналогично вышеописанному силурийскому, не защищен от искусственного и естественного поверхностного загрязнения. Загрязнение осуществляется как через поверхностные водотоки, поноры и шахтные выработки, так и непосредственно через устья скважин или по затрубному пространству.

ОРДОВИКСКАЯ ВОДОУПОРНАЯ ТОЛЩА

Водоупорными породами, отделяющими ордовикский комплекс от нижележащего кембро-ордовикского водоносного горизонта, в северной Эстонии служат породы лээтсеского и верхней части пакерортского горизонтов нижнего ордовика, а в средней и южной Эстонии — породы кундаского, волховского и вышележащих горизонтов ордовика.

Лээтсеский горизонт почти повсеместно распространен на территории Эстонии. Он представлен глауконитово-кварцевыми песчаниками и глинистыми глауконитовыми алевролитами, реже глинами и доломитами (Азери, Эссу, Вийвиконна). Мощность горизонта уменьшается с севера на юг от 3,5 *м* (в скважине Кальви) до 0,9 *м* (в Паламузе).

Водоупорными породами пакерортского горизонта являются диктионемовые сланцы, представленные черными или темно-коричневыми тонкослоистыми аргиллитами с тонкими прослойками алевролита. Эти породы распространены в северной и северо-западной частях Эстонии до широты Лихувески — Эллавере — Виру — Роэла — Йизаку. Мощность диктионемовых сланцев увеличивается с востока на запад и колеблется в пределах от нескольких сантиметров до 5,6 *м* (в Утрия 1 *м*, в Кестла 1,8 *м*, в Арукюла 3,6 *м* и в Хаапсалу 5,4 *м*). Как было указано выше, породы лээтсеского и пакерортского горизонтов являются водоупором только в северной части республики. В южной части Эстонии водоупором являются более молодые горизонты: волховский, кундаский и др. Литологически волховский и кундаский горизонты представлены плотными, глинистыми известняками, мергелями, алевролитами и доломитами, мощность которых увеличивается к югу до 50 *м* и более (Лаанеметса). В северной Эстонии породы этих горизонтов имеют меньшую мощность до 7—10 *м*. Они в той или иной степени трещиноваты и кавернозны, а поэтому могут рассматриваться как водоносные. Однако необходимо отметить, что исследованиями, проведенными на территории Ленинградского сланцевого месторождения, установлен водоупорный характер кундаского и волховского горизонтов, представленных в этом районе сильно глинистыми плотными известняками. Аналогичный характер нижней части ордовика — кундаского, волховского, а также частично таллинского (азерискоro) горизонтов в северо-

восточной части Эстонии подтвержден данными А. Вяярси (1961), который в качестве подошвы водоносного комплекса условно выделяет кровлю кундаского горизонта.

Характер водоупоров, как было указано выше, приобретают и вышележащие горизонты ордовика, вплоть до перехода всей ордовикской толщи практически в водоупорную. Так, условно принимая в качестве относительного водоупора толщу с показателями удельного дебита разведочных скважин 0,01 *л/сек* и меньше, имеющимися данными установлено, что всю осадочную толщу ордовика к югу от линии Тагаранна — Вильянди — Тарту можно считать практически безводной, что было указано при описании подземных вод ордовикского водоносного комплекса.

КЕМБРО-ОРДОВИКСКИЙ ВОДОНОСНЫЙ ГОРИЗОНТ

Этот горизонт приурочен к нижней части пакерортского горизонта нижнего ордовика, тискреской свите среднего кембрия и к верхней части пиритаского горизонта нижнего кембрия. Он распространен почти на всей территории республики, за исключением предглинтовой полосы и района Мынисте — Локноского поднятия.

Водоносный горизонт представлен в верхней части разреза мелкозернистыми, реже среднезернистыми, слабосцементированными кварцевыми песчаниками и песками с тонкими прослойками алевролитов и с большим количеством мелких зерен пирита или бурого железняка. В северо-западной части Эстонии нередко в основании пакерортского горизонта залегает конгломерат с фосфоритовой галькой. В нижней части водоносного горизонта преобладает алевритово-глинистая фракция, увеличение которой в разрезе происходит в южном и юго-западном направлениях. Так, в скважине Эйамаа почти весь разрез представлен алевролитами, иногда глинистым материалом с прослойками мелкозернистого песчаника. На западе, по данным скважины Кингисепп, верхняя часть разреза представлена слабосцементированным песчаником с незначительными прослоями алевролита, нижняя часть— чередованием глинистого и песчаного алевролита. Преобладание алевролитового и глинистого материала отмечено также в скважинах Пярну и Лаанеметса.

В предглинтовой полосе породы кембро-ордовикского водоносного горизонта обнажаются в обрыве глинта и в долинах рек, пересекающих глинт, погружаясь в южном направлении, согласно общему моноклинальному падению пород, под более молодые отложения ордовика, силура и девона. Так, кровля водовмещающих пород в северной части Эстонии находится на отметке уровня моря и выше, в центральной части на абсолютной отметке (—200 *м*), достигая максимальных (по имеющимся данным) величина (—400 *м*) и больше на широте Кингисепп — Пярну — Отепя — Выру. В районе Мынисте-Локноского поднятия отмечено повышение абсолютных отметок кровли водоносного горизонта до —300 *м* и выше (рис. 33).

Погружение горизонта в пределах всей территории происходит почти равномерно. Оно составляет в северной части республики в среднем 3 *м* на 1 *км*, за исключением территории, располагающейся к югу от широты Выхма — Паламузе и юго-восточной окраины Эстонии, где падение пород несколько более крутое и достигает 6 *м* и более на 1 *км*.

Закономерное увеличение мощности кембро-ордовикского водоносного горизонта наблюдается в юго-западном направлении: в северной приморской полосе, где горизонт выходит на поверхность земли и залегает на незначительных глубинах, мощность его изменяется от 20 *м* до

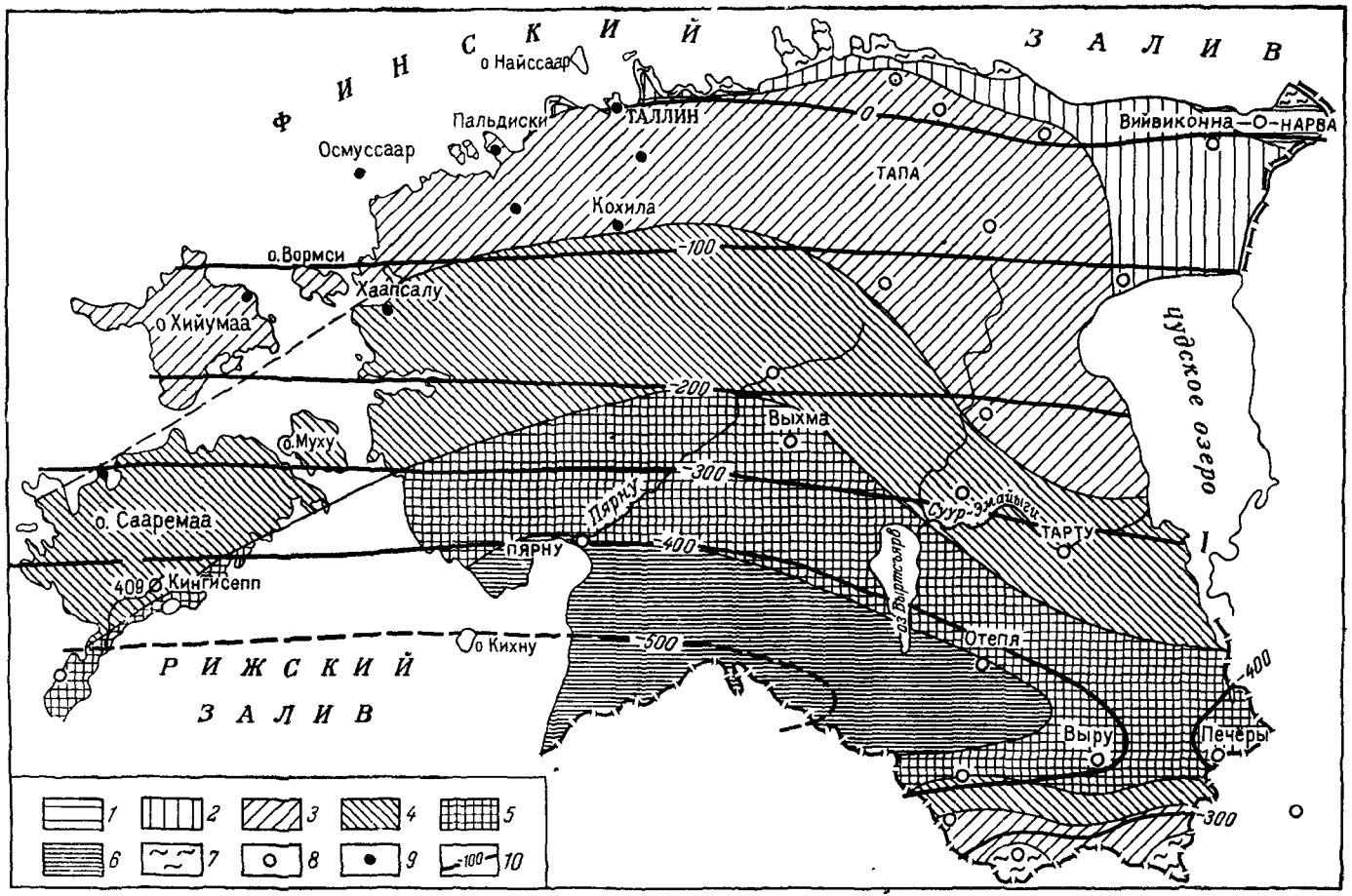


Рис 33 Схематическая карта изменения мощности и рельефа кровли кембро-ордовикского водоносного горизонта

Мощность водоносного горизонта: *1* — менее 20 *м*; *2* — от 20 до 30 *м*; *3* — от 30 до 40 *м*; *4* — от 40 до 50 *м*; *5* — от 50 до 60 *м*; *6* — >60 *м*; *7* — водоносный горизонт не распространен; *8* — скважина структурная или картировочная; *9* — скважина эксплуатационная на воду; *10* — изолинии кровли в абс. отм., проведенные через 100 *м*

30, реже 40 *м*, в средней полосе республики — в пределах 40—50 *м*, возрастая в юго-западном направлении до 60 *м* и более (рис. 33). В юго-восточной части Эстонии в районе Мынисте-Локноского поднятия вследствие размыва происходит уменьшение мощностей водовмещающих пород, вплоть до полного выклинивания их (Мынисте). По данным опорных скважин, мощность кембро-ордовикского водоносного горизонта следующая: Эссу 32 *м*, Утрия 16 *м*, Хаапсалу 46 *м*, Эллавере 39 *м*, Выхма 53 *м*, Кингисепп 42 *м*, Пярну и Отепя 60 *м*, Лаанеметса 39 *м*.

В качестве водоупора, отделяющего кембро-ордовикский водоносный горизонт от вышележащего ордовикского водоносного комплекса, как было сказано выше, в северной Эстонии служат диктионемовые сланцы, песчаники и алевролиты лээтсеского и верхней части пакерортского горизонтов, а к югу плотные глинистые известняки, мергели и доломиты кундаского и волховского горизонтов. Воды горизонта напорные. *Глубина залегания уровня подземных вод от поверхности земли* колеблется в широких пределах, в зависимости от рельефа местности и областей питания — разгрузки (рис. 34).

Как видно из прилагаемой карты-схемы, районы фонтанирующих скважин тяготеют к пониженным участкам рельефа (западная, восточная и южная Эстония). В северной прибрежной полосе уровень воды от поверхности земли залегает на глубине 5—20 *м* (табл. 50).

Закономерное увеличение глубины залегания уровня подземных вод наблюдается в направлении возвышенностей Пандивере (до 50 *м*), Хаанья — Отепя (до 60 *м* и более) и в Сакала (до 30 *м*). В районе

Таблица 50

Основные показатели кембро-ордовикского водоносного горизонта

Местоположение скважин	Глубина залегания кровли, *м*	Мощность, *м*	Уровень подземных вод, *м*		Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*	Удельный дебит, *л/сек*	Коэффициент водопроводимости, *м²/сутки*
			от поверхности земли	абсолютная отметка				
Кодасоо	30	20+	7	31	5,4	1,8	3,0	420
Кынну	23	27	5	55	1,5	1,5	1,0	132
Метсику	22	32	1	57	3,1	1,0	3,13	241
Сонда	45	17	1	51	7,6	4,2	1,83	269
Мыйза-Аа	25	24	13	38	2,2	5,0	0,44	61
Перятси	15	23	10	18	3,3	11,7	0,28	37
Нарва	17	23	6	24	4,0	12,3	0,32	46
Муналаскме	87	45	4	31	3,7	12,7	0,29	37
Кохила	127	28+	6	49	9	24,8	0,35	46
Эллавере	216	39	34	63	1,4	11,3	0,12	16
Виру-Роэла	149	31	36	56	3,4	15,4	0,22	28
Йизаку	122	10+	9	47	3,4	2,4	1,39	220
Раннапунгерья	140	29	+5,8	42	4,9	6,9	0,71	92
Сууремыйза	124	26	0	2	6,1	33	0,18	25
Хаапсалу (коммунальный отдел)	155	51	+2	6	3,0	8,9	0,34	58
Паламузе	291	36	33	53	0,9	6,8	0,14	18
Пярну (санаторий)	396	60	+22	24	15,4	18,19	0,81	105
Каагвере	350	48	+4,5	44	5,3	3,9	1,33	153
Кингисепп	412	42	+18	20	2,88	11,9	0,24	56
Отепя	527	60	64	53	3,6	10,7	0,34	44
Лаанеметса	400	39	9	55	2,5	4,4	0,57	78
Карула	500	41	+7,7	55	4,3	9,5	0,45	60
Петсери	445	39	+17	60	7,6	14,0	0,54	70

Мынисте-Локноского поднятия отмечено более высокое стояние уровня подземных вод кембро-ордовикского водоносного горизонта, равное 10 *м* и менее (Лаанеметса).

Как явствует из прилагаемой карты-схемы гидроизопьез кембро-ордовикского водоносного горизонта (рис. 35), наиболее высокие абсолютные отметки (70 *м* и более) приурочены к Пандивереской возвышенности, от «купола» которой идет снижение во всех направлениях, причем особенно круто на север, в сторону Финского залива, а также в западном и с меньшим уклоном в восточном и южном направлениях. На крайнем юго-востоке опять отмечается некоторое повышение пьезометрических уровней. Таким образом, основные области питания (создания высоких напоров) водоносного горизонта находятся в пределах возвышенностей, в первую очередь Пандивереской, а основные области разгрузки приурочены к Финскому заливу на севере, к Балтийскому морю на западе и в меньшей степени к впадине Чудского озера и местным эрозионным врезам.

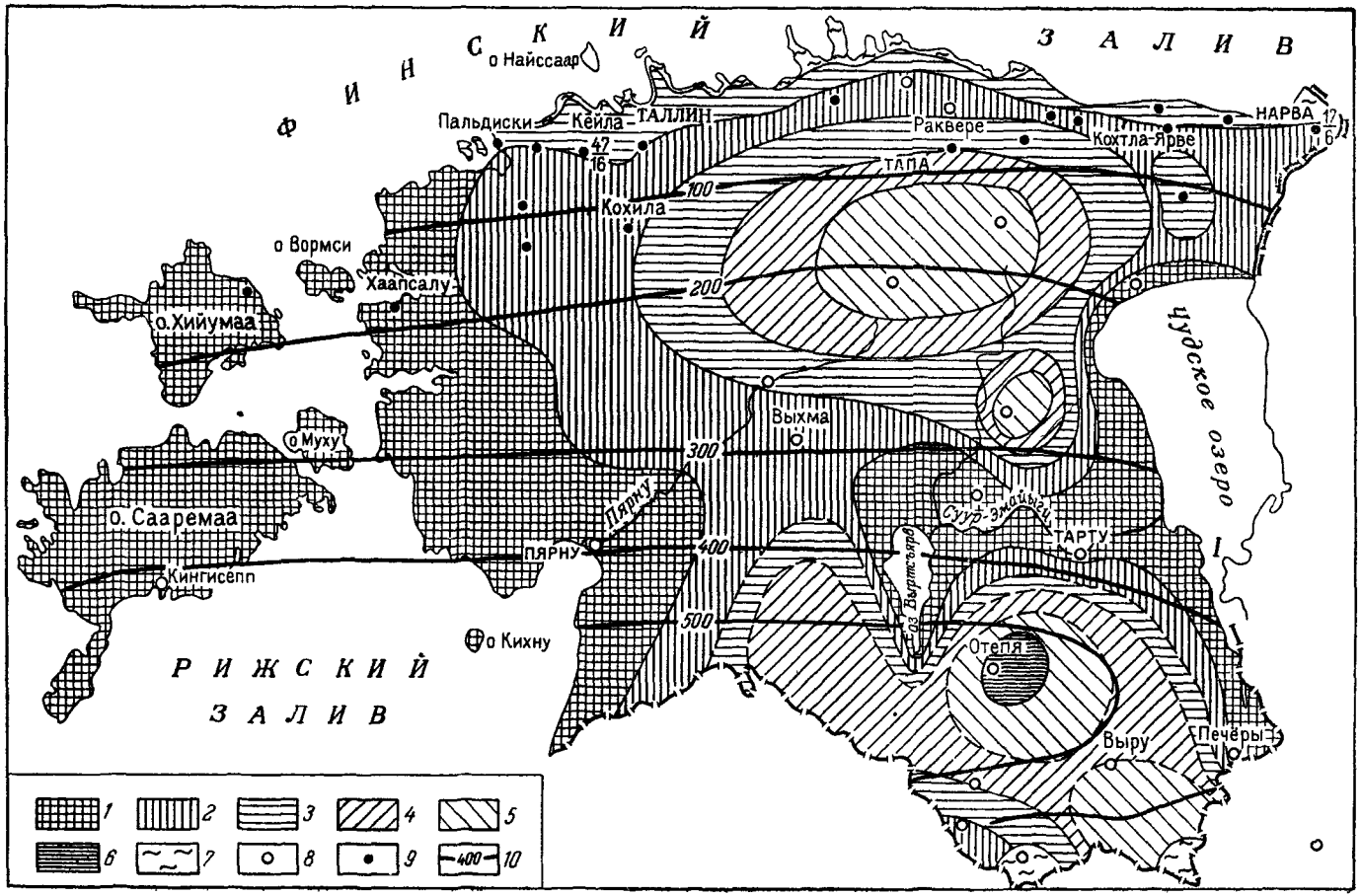
Иллюстрацией физических свойств водоносного комплекса служит представленная карта-схема коэффициентов водопроводимости кембро-ордовикского горизонта (см. рис. 35), показывающая, что их наибольшие значения (от 100—200 до 500 *м²/сутки*) приурочены к северной Эстонии. Некоторое исключение составляет в этом отношении северо-восточная окраина (район г. Нарвы), что объясняется незначительной мощностью водоносного горизонта (16—25 *м*). Области с повышенными значениями коэффициентов водопроводимости отмечены также в средней полосе Эстонии по долинам наиболее крупных рек Суур-Эмайыги, Пярну и оз. Выртсъярв. Центральная и южная части Эстонии характеризуются значениями коэффициента водопроводимости меньше 100 *м²/сутки*. Зональность водопроводимости определяется в первую очередь изменениями литолого-фациального состава и мощности водовмещающих пород, а также гидродинамическими условиями. Водопроводимостью пород определяется их водообильность. Наибольшую водообильность имеет горизонт в северной Эстонии, где удельный дебит скважин колеблется в основном в пределах до 1 *л/сек*, в средней Эстонии удельный дебит в общем того же порядка, а в южной части Эстонии в среднем характеризуется величинами 0,1—0,4 *л/сек*.

У подножья глинта подземные воды кембро-ордовикского горизонта дренируются родниками с небольшим дебитом, в среднем 1—2 *л/сек*, а чаще в виде пластовых выходов.

На прилагаемой карте-схеме в области распространения кембро-ордовикского горизонта выделяются следующие гидрохимические зоны (с севера на юг, рис. 36).

1. Зона пресных гидрокарбонатных кальциевых или магниевых вод с минерализацией до 0,5 *г/л* в северной Эстонии. Участком, азональным на общем фоне, является район Эстонского сланцевого бассейна (Кохтла-Ярве), где преобладают сульфатные кальциевые воды. Наличие этих вод может быть объяснено взаимосвязью с водами вышележащего ордовикского водоносного комплекса, сульфатный тип вод которого в районе месторождения горючих сланцев является следствием процесса окисления содержащихся вкраплений сульфатов, в частности пирита.

2. Зона пресных гидрокарбонатных натриевых вод с минерализацией до 0,5 *г/л* в центральной части Эстонии. Переходная к минерализованным водам подзона пресных гидрокарбонатных натриевых вод с минерализацией от 0,5 до 1 *г/л* может быть выделена неширокой полосой севернее городов Выхма — Тарту.


Ф И Н С К И Й З А Л И В
о Найссаар
Пальдиски
Кейла
ТАЛЛИН
47
16
Раквере
НАРВА
Кохтла-Ярве
ТАПА
100
Кохила
о Вормси
Хаапсалу
200
о. Хийумаа
Чудское озеро
Выхма
о Муху
300
о. Сааремаа
Пярну
Суур-Эмайыги
ТАРТУ
ПЯРНУ
400
Кингисепп
500
о Кихну
Отепя
Р И Ж С К И Й
З А Л И В
Выру
Печёры
1
2
3
4
5
6
7
8
9
400
10

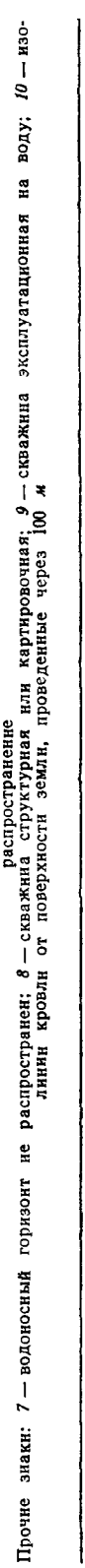


Рис. 34. Схематическая карта глубины залегания уровня подземных вод и характеристика гидравлической изолированности кембро-ордовикского водоносного горизонта

Глубина залегания уровня от поверхности: *1* — районы самоизлива; *2* — от 0 до 10 *м*; *3* — от 10 до 20 *м*; *4* — от 20 до 30 *м*; *5* — от 30 до 50 *м*; *6* — ниже 50 *м*
Характер гидравлической изолированности — покрывающая водоупорная толща ордовика и подстилающая лонтоваская водоупорная толща имеют повсеместное распространение
Прочие знаки: *7* — водоносный горизонт не распространен; *8* — скважина структурная или картировочная; *9* — скважина эксплуатационная на воду; *10* — изолинии кровли от поверхности земли, проведенные через 100 *м*

3. Зона солоноватых хлоридных натриевых вод с минерализацией более 1 *г/л* в южной Эстонии, т. е. в районе наиболее глубокого залегания кембро-ордовикского водоносного горизонта.

Данные о минерализации подземных вод и их составе по основным компонентам приведены в табл. 51.

Азональным участком для территории республики является о. Осмуссаар, где воды кембро-ордовикского горизонта хлоридные натриевые и имеют максимальную для территории Эстонии минерализацию, равную 3,1 *г/л*, что объясняется непосредственной связью вод кембро-ордовикского горизонта с морскими в условиях выхода пластов под уровнем моря.

Наиболее полные данные о микрокомпонентах в водах кембро-ордовикского горизонта приведены в табл. 52.

Кроме того, исследованиями Куйк установлено повышенное содержание фтора в водах кембро-ордовикского горизонта на участках Кохила (1,7), Тапа (1,6), Пярну (2—2,8), Хаапсалу (1,5—2), а также в районе г. Кингисеппа (5,2—6,3 *мг/л*). В северной Эстонии обнаружено допустимое по нормам содержание фтора: Кейла (1,01), Кехра (1,2), Раквере (0,7), Кивиыли (0,3) и Ахтме (0,4 *мг/л*), т. е. отмечено уменьшение фтора в восточном направлении, хотя определенной закономерности на основании однопробных данных не прослеживается. Данные о содержании йода в воде имеются следующие: Кейла (7, 6); Кехра (15,6); Раквере (5, 7); Кивиыли (12); Ахтме (6, 0); Пярну (25 *γ/л*).

Таким образом, в западной, юго-западной и в центральной частях Эстонии (Тапа) обнаружены воды с повышенным содержанием фтора.

Характеристика режима подземных вод кембро-ордовикского водоносного горизонта приводится весьма схематично из-за ограниченного числа наблюдательных точек, расположенных главным образом в северной Эстонии, и кратковременности наблюдений. Кембро-ордовикский водоносный горизонт характеризуется естественной и искусственной группой режима. Искусственный режим выделяется на небольших площадях, приуроченных к водозаборам (Пярну, Хаапсалу, Таллин, Кохтла-Ярве). Естественный режим имеют скважины, расположенные в основной зоне, где водоносный горизонт залегает неглубоко в условиях области разгрузки. Здесь четко отмечен сезонный характер питания водоносного горизонта (Адака, Нарва), зависящий от гидрометеорологических факторов. Выражается это в сезонности колебаний уровней примерно с декадным запаздыванием. Снижение уровней в период зимней межени продолжается до момента устойчивого перехода температур отрицательных к положительным. Максимальное положение уровней отмечено в первой половине мая, минимальное — в августе. Осенний подъем достигает обычно максимума к концу года. Описанный годовой ход уровней кембро-ордовикского горизонта не отличается от режима вышезалегающего ордовикского. Иная

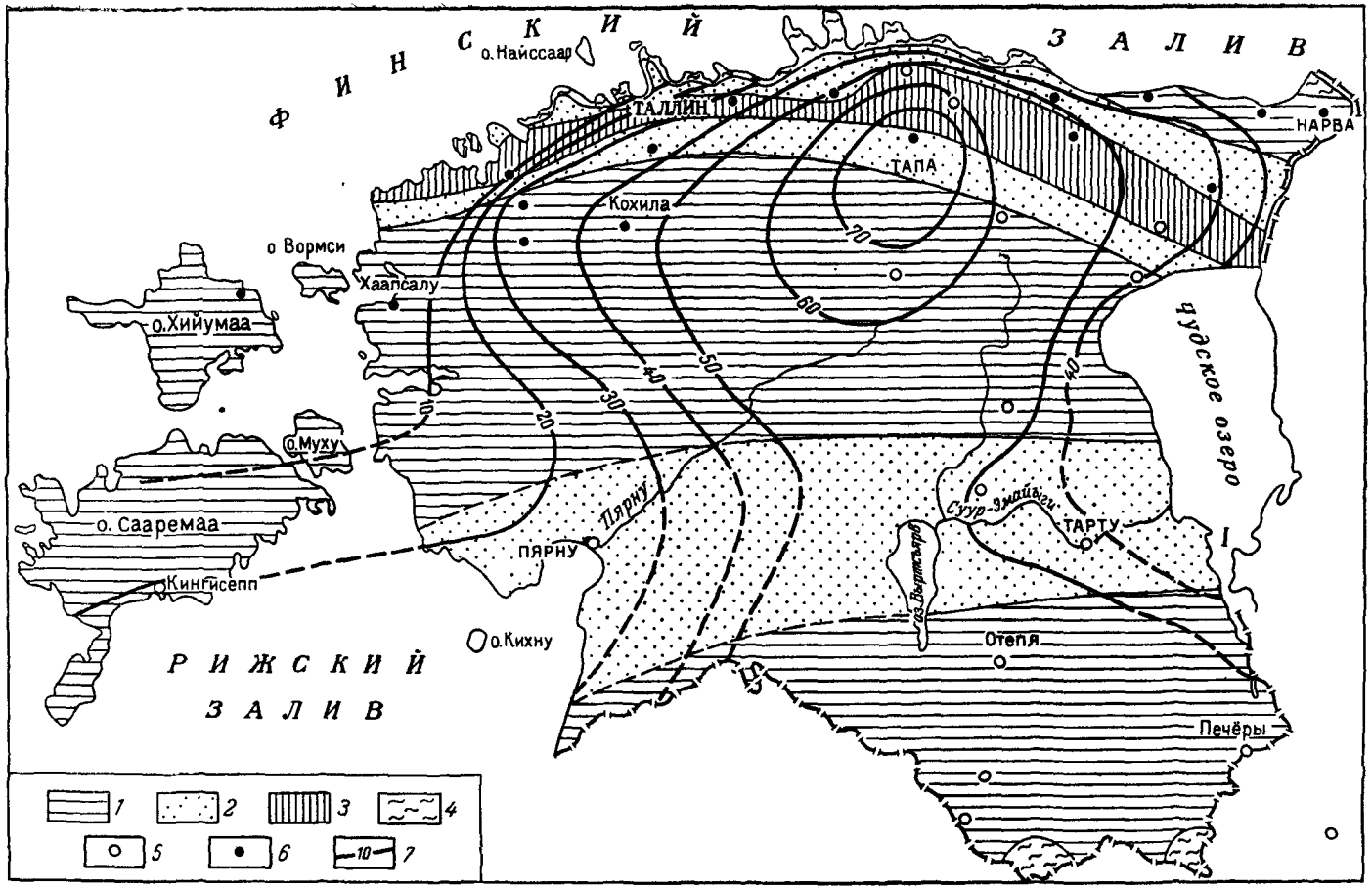


Рис. 35. Схематическая карта водопроводимости и гидроизопьез кембро-ордовикского водоносного горизонта

Коэффициент водопроводимости: *1* — менее 100 *м²/сутки*; *2* — от 100 до 200 *м²/сутки*; *3* — от 200 до 500 *м²/сутки*; *4* — площадь, где водоносный горизонт не распространен, *5* — скважина структурная или картировочная, *6* — скважина эксплуатационная на воду; *7* — гидроизопьезы, проведенные через *10 м*

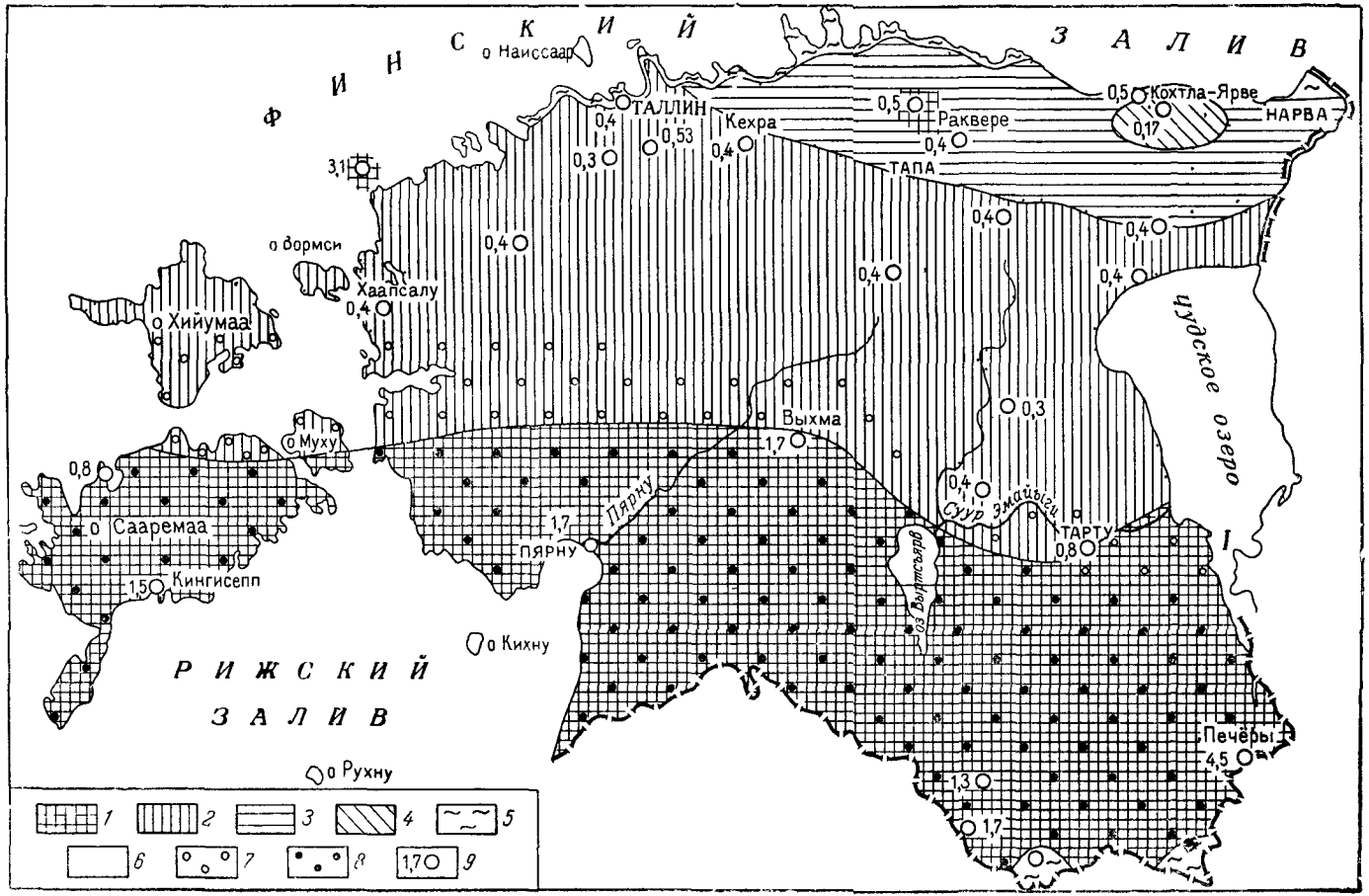


Рис 36 Гидрохимическая схематическая карта кембро ордовикского водоносного горизонта

Типы вод *1* — хлоридные натриевые воды, *2* — гидрокарбонатные натриевые воды, *3* — гидрокарбонатные кальциевые или магниевые воды *4* — сульфатные кальциевые воды, *5* — площадь, где водоносный горизонт не распространен. Минерализация воды *6* — менее 0,5 *г/л*, *7* — от 0,5 до 1,0 *г/л*, *8* — более 1 *г/л*, *9* — скважина структурная или эксплуатационная на воду, слева — минерализация воды в *г/л*

Таблица 51

Химическне анализы подземных вод кембро-ордовикского горнзонта

Местоположение скважин	Интервал опробования, *м*	Содержание основных компонеитов, *мг/л*						Общая жесткость, *мг/экв*	Формула химического состава
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+} + K^{+}$	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}		
Таллин, ЭРСПО	31—56	34	12	62	252	41	10	—	$0{,}41\ \frac{HCO_3\ 75\ Cl\ 20}{Na\ 50\ Ca\ 31}$
Курна	66—100	54	18	68	270	41	75	—	$0{,}53\ \frac{HCO_3\ 62\ SO_4\ 22}{Na\ 41\ Ca\ 38\ Mg\ 21}$
Кехра	79—102	28	16	73	215	76	4	2,7	$0{,}42\ \frac{HCO_3\ 61\ Cl\ 37}{Na\ 55\ Ca\ 23\ Mg\ 22}$
Саусти	62—76	59	26	22	317	9	25	—	$0{,}46\ \frac{HCO_3\ 91}{Ca\ 49\ Mg\ 35}$
Раквере	69—86	48	29	26	281	14	35	4,8	$0{,}44\ \frac{HCO_3\ 80}{Ca\ 41\ Mg\ 40}$
Мыйза-Аа	23—58	50	32	32	360	12	12	5,1	$0{,}5\ \frac{HCO_3\ 91}{Mg\ 40\ Ca\ 38\ Na\ 22}$
Кохтла-Ярве	68—79	20	8	16	37	62	18	1,7	$0{,}17\ \frac{SO_4\ 53\ HCO_3\ 25\ Cl\ 21}{Ca\ 45\ Na\ 29\ Mg\ 26}$
» »	71—87	12	12	51	189	21	4	4,3	$0{,}29\ \frac{HCO_3\ 82}{Na\ 59\ Mg\ 26}$
Осмуссаар	23—39	159	77	956	—	1650	255	14,2	$3{,}1\ \frac{Cl\ 90}{Na\ 75}$
Эллавере	215—255	33	22	54	214	74	Нет	3,5	$0{,}4\ \frac{HCO_3\ 62\ Cl\ 36}{Na\ 40\ Mg\ 32\ Ca\ 28}$

Внру-Роэла	150—178	19	20	46	264	22	Нет	2,6	$0{,}37\ \frac{HCO_3\ 87}{Na\ 43\ Mg\ 36\ Ca\ 21}$
Йизаку	121—131	67	26	14	280	14	25	5,5	$0{,}44\ \frac{HCO_3\ 83}{Ca\ 55\ Mg\ 35}$
Раннапунгерья	140—173	16	13	91	244	43	8	1,8	$0{,}43\ \frac{HCO_3\ 75\ Cl\ 22}{Na\ 68}$
Хаапсалу	153—199	9	6	96	207	53	Нет	0,9	$0{,}38\ \frac{HCO_3\ 71\ Cl\ 29}{Na\ 81}$
Паламузе	290—362	16	11	76	238	28	4	1,7	$0{,}3\ \frac{HCO_3\ 81}{Na\ 67}$
Тагаранна	308—318	32	11	185	226	274	10	5,0	$0{,}84\ \frac{Cl\ 71\ HCO_3\ 27}{Na\ 82}$
Пярну	396—454	42	21	555	317	788	25	3,8	$1{,}75\ \frac{Cl\ 79}{Na\ 86}$
Выхма	317—365	287	3	348	56	846	237	14,5	$1{,}75\ \frac{Cl\ 80}{Na\ 51\ Ca\ 48}$
Лаэва	308—332	8	Нет	121	207	59	18	0,4	$0{,}43\ \frac{HCO_3\ 62\ Cl\ 30}{Na\ 93}$
Каагвере	353—398	18	8	250	116	367	12	1,5	$0{,}77\ \frac{Cl\ 83}{Na\ 88}$
Кингисепп	418—424	20	6	513	281	677	4	1,5	$1{,}5\ \frac{Cl\ 81}{Na\ 94}$
Лаанеметса	415—438	81	28	543	101	946	8	6,3	$1{,}71\ \frac{Cl\ 92}{Na\ 79}$
Карула	495—541	49	19	420	122	709	22	2,0	$1{,}3\ \frac{Cl\ 89}{Na\ 82}$
Петсери	445—500	281	94	1271	122	2624	57	2,0	$4{,}5\ \frac{Cl\ 97}{Na\ 72}$

картина уровенного режима создается на значительной глубине. Так, по скв. Хаапсалу на фоне нарушенного режима сказывается влияние естественных факторов, в частности заметное влияние оказывает колебание уровней моря, что особенно наблюдается в зимний и весенний

Таблица 52

Содержание микрокомпонентов в грунтовых водах кембро-ордовикского горизонта

Компоненты	Местоположение		
	Карула	Петсери	Пярну
Бор (*мг/л*)	0,9	0,75	Нет сведений
Йод (*γ/л*)	Нет сведений	0,21	24,5
Бром (*мг/л*)	6,25	8,39	Нет сведений
Фтор (*мг/л*)	1,0	0,1	2,8
Свинец (*γ/л*)	19,34	Нет сведений	Нет сведений
Никель (*γ/л*)	12,0	„ „	„ „
Медь (*γ/л*)	28,0	„ „	„ „
Цинк (*γ/л*)	5,0	10,0	„ „
Свинец (*γ/л*)	10,0	40,0	„ „
Стронций (*мг/л*)	Нет сведений	0,3	„ „
Уран (*г/л*)	$9{,}5^{10-7}$	Нет сведений	„ „

периоды, когда степень влияния водоотбора уменьшается. Связи между изменением уровней и химического состава подземных вод не обнаружено. Не изучен также температурный режим.

В районе усиленной эксплуатации подземных вод описываемого горизонта, например в городах Таллине, Пярну и других, зафиксированы более резкие колебания уровней с амплитудой до 4 *м*, что вызвано преобладающим влиянием искусственных факторов.

ЛОНТОВАСКАЯ ВОДОУПОРНАЯ ТОЛЩА

Эта толща приурочена к нижней части пиритаского горизонта и главным образом к лонтоваскому горизонту нижнего кембрия. На территории Эстонии она имеет почти повсеместное распространение, за исключением района Мынисте-Локноского поднятия на крайнем юго-востоке.

Литологически водоупорная толща, особенно в северо-восточной и северной частях республики, представлена пестроцветной, часто синевато-зеленой (отсюда название горизонт «синих глин») глиной, неравномерно уплотненной вплоть до аргиллитоподобной, нередко алевритовой с прослойками кварцевого песчаника и алевролита. Наибольшие мощности водоупорной толщи (до 80 *м*) установлены в северо-восточной части, в районе южного берега Финского залива (рис. 37).

В полосе Таллин — Эллавере — Паламузе мощность толщи находится в пределах 40—60 *м*, Эйамаа — Каагвере 30—40 *м*. Следует отметить, что в северо-западной части республики наряду с преобладающими мощностями 40—60 *м* имеются участки, где лонтоваские глины совершенно отсутствуют, и четвертичные отложения залегают непосредственно на гдовских песчаниках (погребенная долина Мяннику — Пельгуранд, острова Найссаар и Прангли). В скважине Выхма мощность лонтоваских глин, по данным Т. Н. Алиховой (1948), составляет 41 *м*,

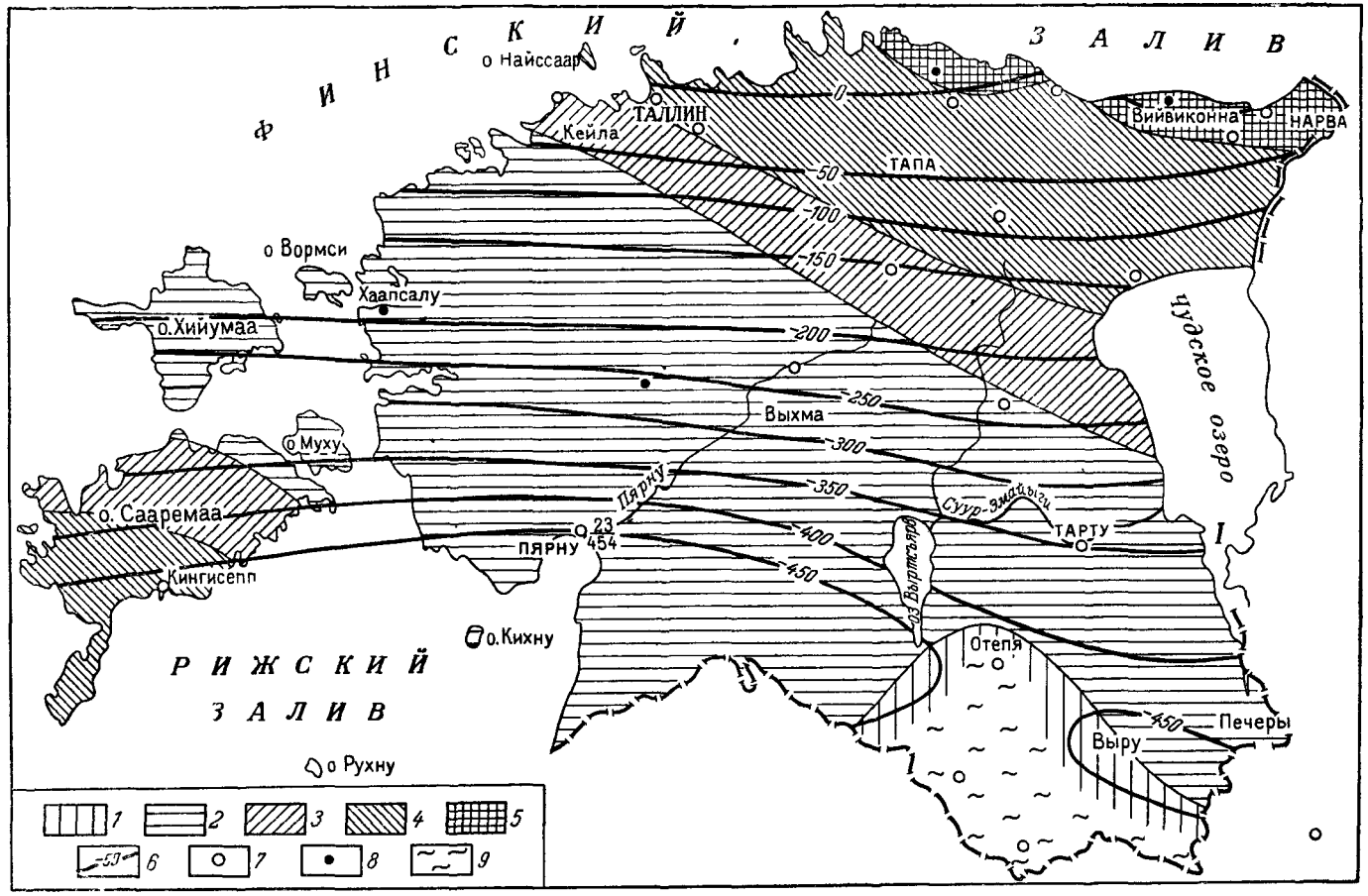


Рис. 37. Схематическая карта распространения изменения мощности и рельефа кровли лонтоваской водоупорной толщи

Мощность толщи: *1* — менее 20 *м*; *2* — от 20 до 40 *м*, *3* — от 40 до 60 *м*, *4* — от 60 до 80 *м*; *5* — более 80 *м*; *6* — изолинии кровли в абс отметках, проведенные через 50 *м*, *7* — скважина структурная или картировочная, *8* — скважина эксплуатационная на воду, *9* — водоупорная толща не распространена

ниже идет переходный слой от толщи глин к гдовским песчаникам. Далее в юго-западном направлении, по данным К. Менс, Э. Кала и других (1962), лонтоваский горизонт имеет мощность 23 *м* и представлен чередованием алевритистых глин с прослоями песчаника. В крайней западной точке (скв. Кингисепп), по данным П. Вингисаар (1963), мощность горизонта составляет 73 *м*, вследствие чего этот разрез является как бы азональным. Здесь он представлен (сверху вниз) переслаиванием алевролита крупнозернистого с прослоями алевролита глинистого и песчанистого. В самой нижней части разреза залегают прослои гравелита. В целом, если не учитывать скв. Кингисепп, можно сказать, что в направлении от северо-востока к юго-западу происходит уменьшение мощностей лонтоваского горизонта, а литологический состав вследствие значительного содержания песчаных разностей указывает на переход от глубоководных условий осадконакопления к более мелководным.

В региональном плане, учитывая литологический состав и значительную мощность, лонтоваский горизонт на большей части территории республики может рассматриваться в качестве выдержанного водоупора, кровля которого погружается согласно общему падению пород в юг-юго-западном направлении со средним уклоном 3,3 *м* на 1 *км*.

Мощность нижней части пиритаского горизонта по литологическому составу, сходному с верхней частью лонтоваского горизонта, составляет в пределах территории республики в среднем 5—10 *м*.

КЕМБРО-ВЕНДСКИЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс объединяет различные по возрасту и литологическому составу терригенные отложения ломоносовской свиты нижнего кембрия, а также породы котлинской и гдовской свит вендского времени. Последние залегают в основании палеозойского чехла непосредственно на неровной, местами сильно выветрелой поверхности кристаллического фундамента. Чередование толщ песков, песчаников, алевролитов и глин различной степенью водопроницаемости обусловливает сложное гидрогеологическое строение комплекса в целом. При этом недостаточная изученность комплекса на большей части территории республики исключает возможность четкого разделения его на водоносные горизонты.

В восточной части Эстонии можно выделить, в увязке с гидрогеологической стратификацией северо-запада РСФСР (Б. Н. Архангельский 1960—1961 г.), два обособленных водоносных горизонта — ломоносовский и гдовский, разделенные глинами котлинской свиты.

По всей остальной территории республики, где котлинские глины замещаются водопроницаемыми осадками, кембро-вендские отложения рассматриваются как нерасчлененный водоносный комплекс. Граница между восточным и западным районами проводится пока весьма условно, примерно по Центрально-Эстонской возвышенности. Характеристика выделенных водоносных горизонтов приводится после описания общих гидрогеологических условий кембро-вендского водоносного комплекса в условиях нерасчлененного разреза.

Кембро-вендский водоносный комплекс распространен почти по всей территории Эстонии, за исключением поднятий Локноской структуры на юге (Карула, Мынисте, Лаанеметса) и сводовой части Ульястеского купола на северо-востоке. Залегающие в основании комплекса кристаллические породы фундамента являются относительным водоупором, а там, где породы фундамента разрушены и обводнены, наблюдается связь их вод с водами кембро-вендского комплекса.

Водоупором в кровле кембро-вендского комплекса служит толща глин лонтоваской свиты нижнего кембрия, регионально выдержанная и изолирующая воды комплекса от всех вышележащих водоносных горизонтов. В предглинтовой низменности поверхность глин местами интенсивно размыта, особенно глубоко в эрозионных врезах древних погребенных долин (Вяэна, Таллин, Вызу и др.). Мощность глин лонтоваской свиты наибольшая на северо-востоке (60—100 *м*), уменьшаясь в юго-западном и южном направлениях до 10—20 *м* (Пярну, Выру). Эти слои полностью выклиниваются на склонах Локноского поднятия. Уменьшение мощности глин и изменение их сотава в направлении преобладания алевролитов снижает водоупорные свойства этих глин.

Глубина залегания кровли водоносного комплекса, как показано на карте-схеме (рис. 38), закономерно увеличивается по склону Балтийского щита, согласно общему моноклинальному залеганию пород, а также от Центрально-Эстонского вала в сторону Московской синеклизы и Лифляндской впадины. На северо-западе в предглинтовой низменности и близрасположенных островах кровля водоносного комплекса расположена наиболее близко к поверхности — на глубине 60—70 *м*.

Геологический разрез через о. Прангли (Чеусова, Куликов, 1962), показывающий залегание водоносного комплекса непосредственно под четвертичными отложениями, позволяет фиксировать здесь северную границу распространения водоносного комплекса. В остальной части Финского залива эта граница проводится условно: в 10—20 *км* к северу от побережья на основании соотношения глубин залива и угла наклона пород вверх по восстанию. Южне глинта ордовикского известнякового плато глубина залегания кровли кембро-вендского комплекса резко увеличивается и за счет нарастания общей мощности вышележащих палеозойских и четвертичных отложений. Мощность водовмещающих пород комплекса изменяется от 60—70 *м* в северной части и до 20—40 *м* и менее в южной части территории. На крайнем юго-востоке на склонах Локноского поднятия эти породы выклиниваются.

Главнейшей литолого-фациальной особенностью комплекса, определяющей его гидрогеологические условия, являются различия разреза в восточной и западной частях республики. В восточной части территории, благодаря наличию в разрезе водоупорных глин котлинской свиты, выделяются водоносные горизонты гдовский и ломоносовский. К западу от Центрально-Эстонской зоны поднятия, в связи с фациальным замещением котлинских глин типичными для Лифляндского бассейна песчано-алевритовыми осадками, разделение комплекса на горизонты не представляется возможным. Другая весьма важная особенность комплекса выражена в изменении литологического состава в общей схеме с севера на юг и юго-восток в сторону преобладания в разрезе мелкозернистых разностей песчаников и алевролитов. Этим обстоятельством, наряду с уменьшением мощности комплекса в этом же направлении, обусловлено значительное снижение водопроводимости толщи и соответственно ее водообильности.

Воды комплекса — порово-трещинно-пластовые, повсеместно напорные. Положение современной (1964—1965 гг.) пьезометрической поверхности водоносного комплекса изображено на карте-схеме (рис. 39). Данная схема четко фиксирует дренирующее влияние крупных водозаборов в районах городов Таллина и Кохтла-Ярве. В результате длительной и интенсивной эксплуатации артезианских вод кембро-вендского комплекса сформировались региональные пьезометрические депрессии, влияние которых распространяется далеко к югу от побережья Финского залива. Особенно резко снижение уровня проявляется

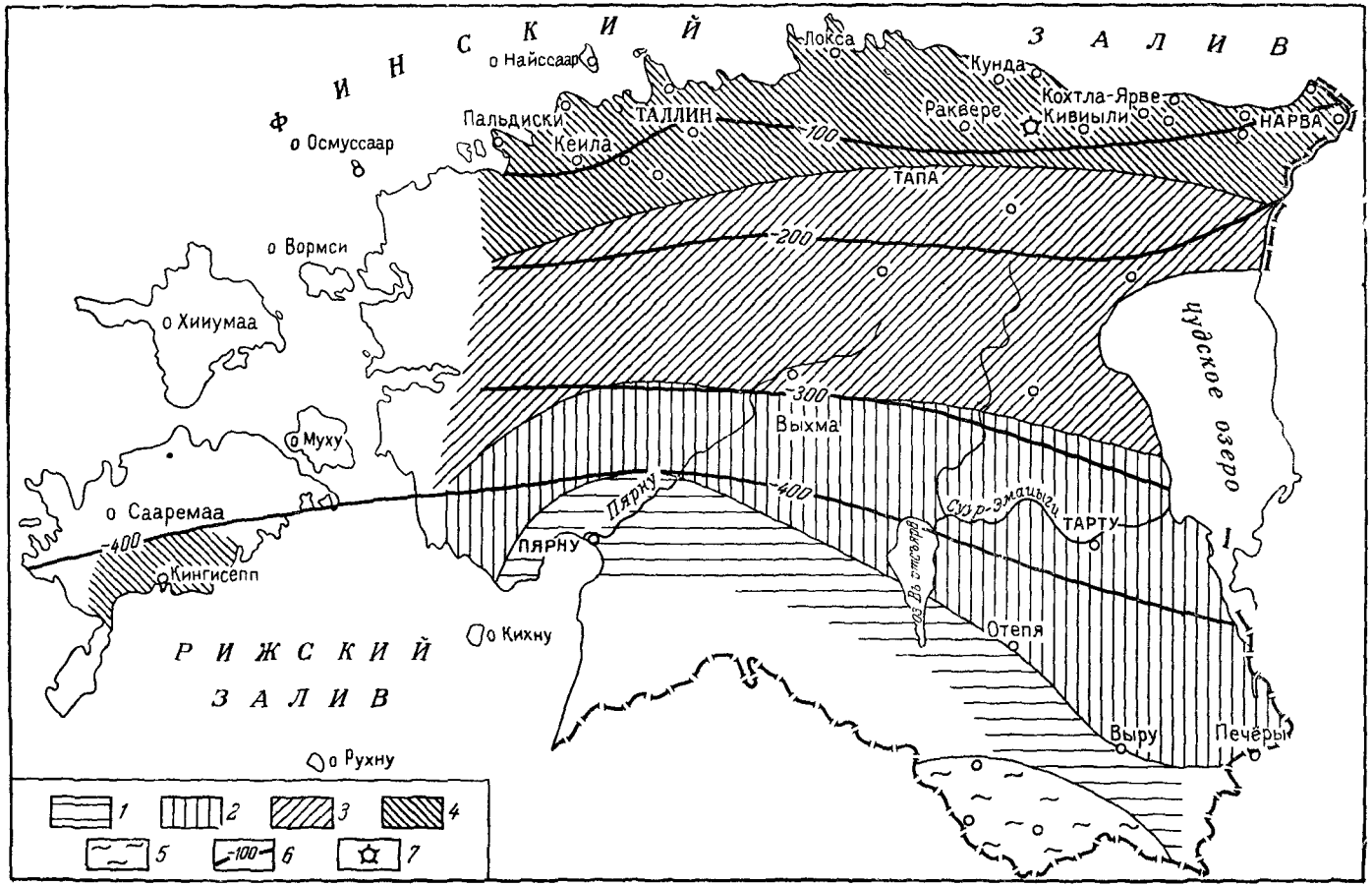


Рис 38 Схематическая карта распространения изменения мощности и рельефа кровли кембро вендского водоносного комплекса

Мощность водоносного комплекса *1* — менее 20 *м* *2* — от 20 до 40 *м* *3* — от 40 до 60 *м* *4* — более 60 *м* *5* — площади где водоносный комплекс не распространен *6* — изолинии кровли через 100 *м* в абсолютных отметках *7* — поднятие Ульясте с отсутствием в кровле купола кембро вендских отложений

к югу от Таллинской депрессии, в области распространения пород с максимальной водопроводимостью. До образования указанной депрессии первоначальные напорные уровни в условиях естественного режима на побережье Финского залива в абсолютных отметках составляли 2—5 до 10 *м*.

Общее снижение пьезометрических уровней наблюдается в сторону Финского залива и побережья Балтийского моря. Область наиболее высоких абсолютных отметок уровней (50—70 *м*) тяготеет к возвышенностям в юго-восточной части республики. Сопоставление этих данных с отметками уровней смежной с востока территории показывает тенденцию к повышению пьезометрических уровней на Хааньяской возвышенности. При отсутствии водоупора в кровле комплекса на склонах Хааньяского поднятия фундамента несомненна гидравлическая связь всех горизонтов единой водонапорной системы палеозойских и четвертичных отложений; высокие отметки уровней здесь обусловлены гидравлическим давлением всех вышележащих водоносных горизонтов (комплексов) палеозойских и четвертичных отложений. Наиболее низкие абсолютные отметки пьезометрических уровней прослеживаются на побережье Финского залива.

В соответствии с распределением пьезометрических уровней общее движение вод комплекса направлено от местной области создания гидростатических напоров (на возвышенностях юго-восточной части республики) к областям региональной разгрузки (приморские низменности). Наиболее интенсивная разгрузка осуществляется в прибрежной полосе Финского залива, где наряду с дренирующим влиянием глубоких врезов древних долин существует вертикальный дренаж по участкам тектонических нарушений. Большое значение в разгрузке водоносного комплекса в настоящее время приобретает также искусственный дренаж, который осуществляется путем отбора воды большим количеством артезианских скважин.

Различными гидродинамическими условиями в основном определяется и гидрохимическая зональность. Вблизи южного побережья Финского залива выделяется зона гидрокарбонатных и переходных разностей к гидрокарбонатно-хлоридным, преимущественно кальциево-натриевым водам с минерализацией 0,2—0,5 *г/л*. В этой зоне воды с наибольшим преобладанием гидрокарбонат-иона и наименьшей минерализацией приурочены к речным долинам и древним эрозионным врезам. Очертание площадей распространения вод с минерализацией меньше 0,5 *г/л* в виде полуокружностей отражает сферу дренирующего влияния этих долин в глубь материка на 30—40 *м*.

Южнее и к западу от меридиана Кивиыли — Раннапунгерья развита обширная зона гидрокарбонатно-хлоридных кальциево-натриевых вод с минерализацией 0,5—1,0 *г/л*. В пределах большей южной части территории республики преобладает зона хлоридных натриевых вод с минерализацией более 1 *г/л* (предположительно до 3 *г/л*, рис. 40).

Максимальная для Эстонии минерализация вод кембро-вендского комплекса, равная 13,6 *г/л*, установлена на юго-востоке в скв. Петсери с глубины 560 *м*. Однако площадь распространения соленых вод пока не выявлена. К юго-востоку, за пределами Эстонии (Локно — Краснодудово), минерализация воды кембро-вендского комплекса возрастает до 56—76 *г/л*.

Граница распространения солоноватых хлоридных натриевых вод (с минерализацией более 1 *г/л*) отчетливо выявлена на северо-востоке (по гдовскому водоносному горизонту), где она протягивается от побережья Финского залива вблизи Нарва — Йыэсуу, Силламяэ, западнее г. Йыхви и через Ахтме к северному берегу Чудского озера. К западу

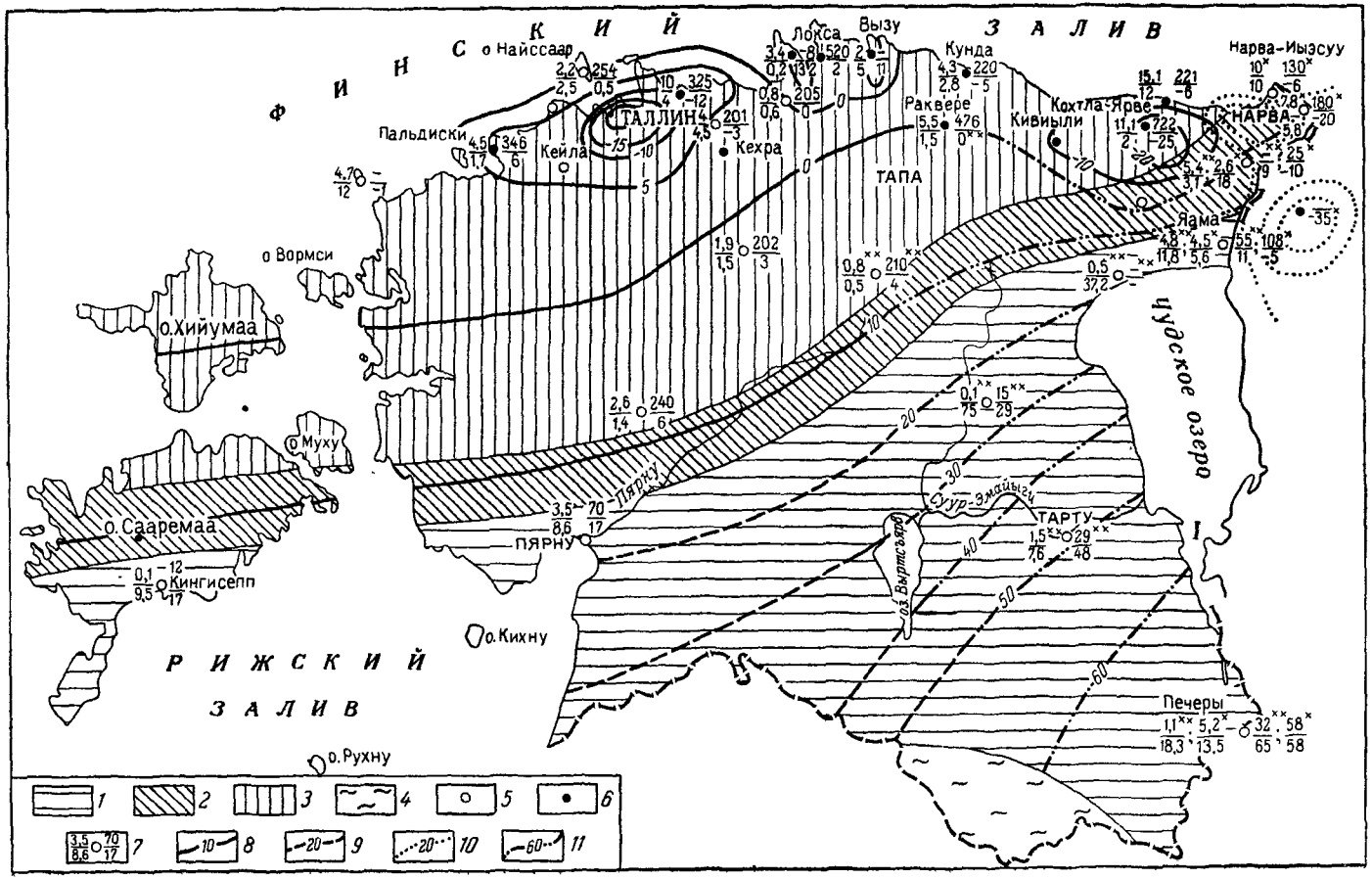

Ф И Н С К И Й З А Л И В
Р И Ж С К И Й З А Л И В
Чудское озеро
ТАЛЛИН
ТАПА
НАРВА
ТАРТУ
ПЯРНУ
Пальдиски
Кейла
Кехра
Раквере
Кивиыли
Кохтла-Ярве
Кунда
Локса
Выру
Нарва-Иыысуу
Ямма
Печеры
о. Найссаар
о. Вормси
о. Хийумаа
о. Муху
о. Сааремаа
о. Кихну
о. Рухну
Кингисепп
Пярну
Эмайыги
Выртсъярв
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Рис. 39. Схематическая карта водопроводимости и гидроизопьез кембро-вендского водоносного комплекса (по Чебан Э. Р. и Вийганд А. П. 1965 г.)

Коэффициент водопроводимости: *1* — менее 100 *м²/сутки*; *2* — от 100 до 200 *м²/сутки*; *3* — более 200 *м²/сутки*; *4* — площадь, где водоносный комплекс не распространен; *5* — скважина структурная или картировочная; *6* — скважина эксплуатационная на воду. Характеристика опорной скважины: *7* — цифры слева: числитель — дебит скважины, в *л/сек*, знаменатель — понижение уровня воды (*м*), цифры справа: числитель — коэффициент водопроводимости, в *м²/сутки*, знаменатель — абс. отм. уровня воды (* то же, данные ломоносовского водоносного горизонта, ** то же, данные гдовского водоносного горизонта); *8* — гидроизопьезы кембро-вендского водоносного комплекса, проведенные через 10 *м* (в районе г. Таллина через 5 *м*); *9* — то же, предполагаемые; *10* — гидроизопьезы ломоносовского водоносного горизонта; *11* — гидроизопьезы гдовского водоносного горизонта

она условно проводится севернее городов Выхма, Пярну и Кингисепп. В пределах этой зоны намечается тенденция к увеличению общей минерализации воды в направлении к прилегающим артезианским бассейнам.

Таким образом, распределение вод по степени и характеру минерализации в общей схеме согласуется с гидродинамическими условиями, а также и с геоструктурными особенностями территории. Приуроченность хлоридных натриевых вод с наиболее повышенной минерализацией к краевым частям Московского бассейна свидетельствует о поступлении их из более глубокой части этого бассейна, расположенного за пределами Эстонии. Приток соленых вод с восточной стороны (примерно по линии Раннапунгерья — Печёры) в значительной мере затруднен, поскольку при радиальном растекании потока под воздействием гидростатического давления со стороны Хааньяской возвышенности движение подземных вод направлено к северу и даже к северо-востоку в южной части Эстонии. Кроме того, в этой части территории степень водопроводимости пород комплекса значительно понижена в силу уменьшения их мощности и изменения литологического состава. Возможность подтока вод высокой минерализации (рассолов) со стороны Латвийского бассейна, по-видимому, ограничена барьером Локноского поднятия. При наличии в этой области зоны высоких гидростатических напоров и распространении на севере широким фронтом зоны интенсивной разгрузки водоносного комплекса создаются благоприятные условия для регионального опреснения его вод.

Процессы опреснения вод комплекса, по мнению М. А. Гатальского (1956), связаны в первую очередь с глубинной разгрузкой и водообменом в пределах крупной Чудско-Наровской впадины. Большую роль в этом отношении играет также интенсивный дренаж комплекса глубокими врезами древних долин и системой тектонических трещин в зонах сбросовых нарушений (Ахтме, Вийвиконна и др.).

Несмотря на значительное опреснение, воды комплекса в пределах Эстонии, так же как и в Ленинградской области, характеризуются наличием микрокомпонентов (брома, йода, бора и др.) и присутствуем растворенного газа. Содержание брома изменяется в соответствии с изменением общей минерализации. В пресных водах с сухим остатком, равным 0,5—1,0 *г/л*, количество брома не превышает 1—2 *мг/л*, в солоноватых хлоридных водах с минерализацией 1,1—1,6 *г/л* (Йыхви, Вийвиконна) оно составляет 3—6 *мг/л*, а в сильно соленых водах (минерализация более 10 *г/л*), как например, на юго-востоке в Печеры, количество брома достигает 38,8 *мг/л*, а в рассолах — в скважине Локно — 84,6 *мг/л*.

Приблизительно в такой же последовательности происходит изменение содержания йода: по данным П. Гасс и Л. Куйка (1963), концентрация йода в пресных водах (до 0,5 *г/л*) не превышает 0,002—0,03 *мг/л*; по остальной территории, наряду с увеличением минерализации воды, содержание йода возрастает до 0,2—

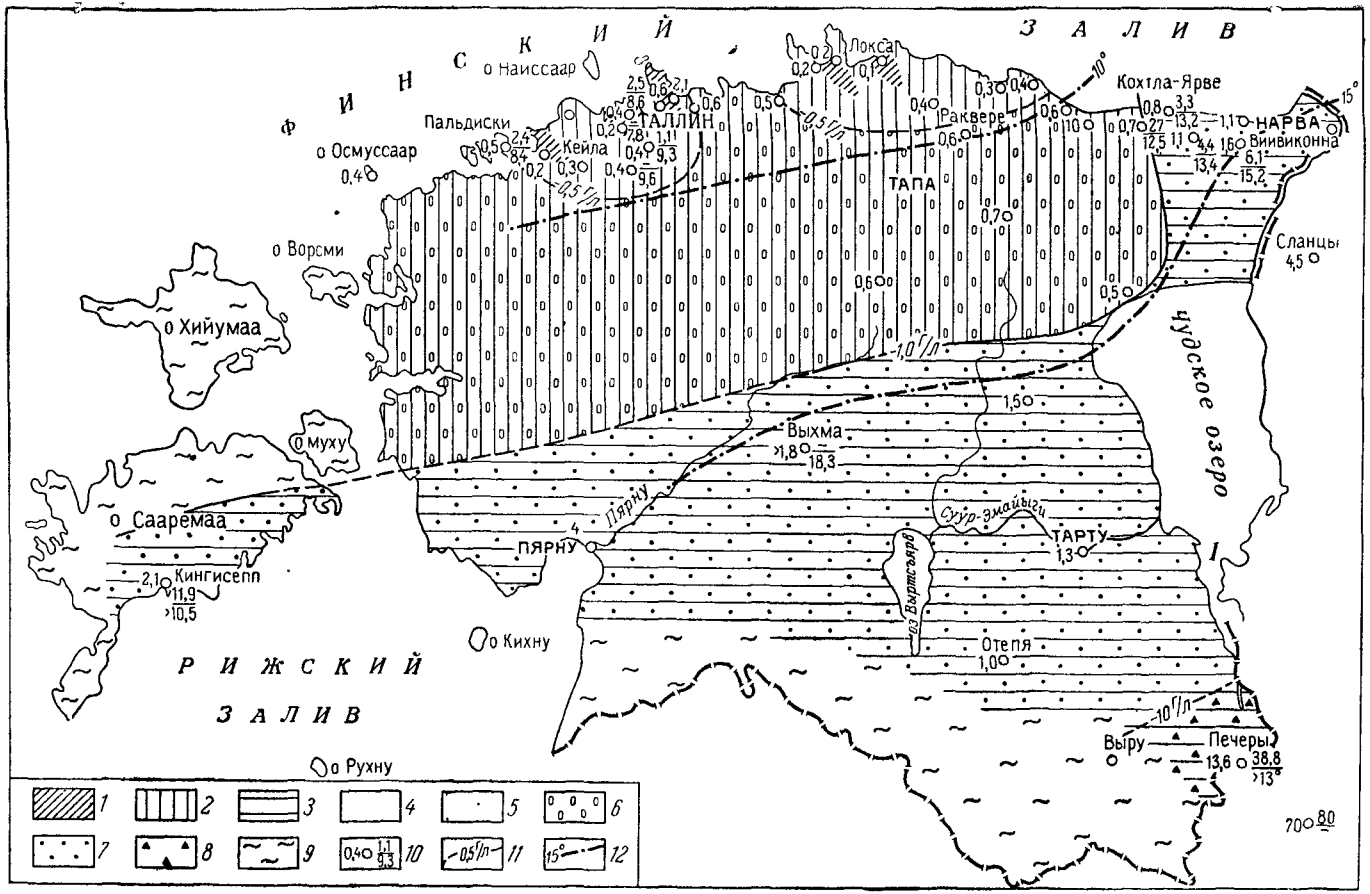


Рис. 40 Схематическая гидрохимическая карта кембро-вендского водоносного комплекса

Гидрохимические зоны: *1* — гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные натрнево-кальциевые воды; *2* — гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые воды, *3* — хлоридные натриевые воды Минерализация воды (*г/л*): *4* — от 0,2 до 0.3; *5* — от 0,3 до 0,5; *6* — от 0,5 до 1,0, *7* — от 1,0 до 10; *8* — >10; *9* — водоносный комплекс не распространен или минерализация и состав воды не изучены; *10* — скважина, цифра слева — минерализация (*г/л*), справа — в числителе содержание Вг (*мг/л*), в знаменателе температура воды; *11* — изолинии минерализации воды (*г/л*), *12* — гидроизотермы 10°, 15°

0,3 *мг/л* (Йыхви, Вийвиконна, Печёры). Содержание фтора колеблется в пределах от 0,3 (Пальдиски) до 0,9 (Ахтме) *мг/л*.

Растворенные газы, преимущественно азотные (80—98% объемных), имеют незначительную упругость и повышенное содержание редких инертных газов. По соотношению тяжелых и легких инертных газов для северной Эстонии Кембрийской гидрогеологической станцией (Гасс, 1959) произведены специальные расчеты по определению «абсолютного возраста» воды. Полученные для пресных вод района Таллина величины отношения He : Ar = 0,01—0,04 и «абсолютного возраста» порядка 2—4 млн. лет свидетельствуют о существовании условий близких к зоне свободного водообмена. Для солоноватых хлоридных натриевых вод в северо-восточной части республики (Кохтла-Ярве — Вийвиконна) отношение He : Ar, равное 0,13—0,24, и величина «абсолютного возраста» 13—14 млн. лет указывают на принадлежность этих вод к зоне несколько замедленного водообмена и на бóльшую степень закрытости структуры.

По имеющимся немногочисленным данным, в разрезе рассматриваемого комплекса выявлена геотермическая зональность, фиксируемая повышением температуры воды с глубиной. Изменения температуры воды комплекса по площади его распространения наблюдаются в пределах от 7,8°—8,6° С в северо-западной части в скважинах глубиной 140—150 *м* (Таллин) до 15,2° на северо-востоке (Вийвиконна) и 18,3° в центральной части Эстонии (Выхма) при глубине скважин соответственно 273 и 415 *м*.

Наличие локальных геотермических аномалий пока не установлено. Можно только предполагать, что положительные геотермические аномалии могут иметь место в юго-восточной части республики при наличии здесь высоких гидростатических напоров.

Кембро-вендский нерасчлененный водоносный комплекс распространен на значительной территории западной и южной Эстонии, включая и острова. Водовмещающие породы комплекса различны по литологическому составу и стратиграфической принадлежности. В северной части территории (Таллин, Пальдиски) комплекс включает отложения ломоносовской свиты мощностью 15—25 *м* и гдовской — до 40—60 *м*. Воды их гидравлически тесно связаны, так как залегающие между ними отложения котлинской свиты не представляют собой надежного водоупора, поскольку они сложены здесь аргиллитами и алевролитами небольшой мощности (до 5 *м*).

Литологически водоносный комплекс представлен в верхней части, включая и большую часть гдовского горизонта, преимущественно мелкозернистыми песчаниками и песками с прослоями алевролитов и алевритистых глин. В нижней части преобладают средне- и крупнозернистые песчаники различной степени цементации, встречаются аркозы. Общая мощность комплекса достигает наибольших размеров на севере — до 80—90 *м*. Содержание прослоев глин относительно общей мощности комплекса в отдельных разрезах скважин достигает 12—20%, главным образом за счет верхней части толщи, включая и котлинскую свиту.

В центральной и южной частях территории мощность водоносного комплекса резко сокращается до 20—30 *м* (Отепя, Выхма) и 11,6 *м* (Пярну). При этом в разрезе комплекса увеличивается содержание алевролитовых и глинистых прослоев, в скв. Отепя преобладают алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками и гравелитами.

В юго-западной части (скв. Кингисепп) почти весь разрез комплекса представлен переслаивающимися алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с прослоями глин. Общая мощность водовмещающих пород увеличена до 86 *м* в связи с замещением глинистых пород лонтоваской свиты алевролитами и даже песчанистыми отложениями.

Водоупор в кровле комплекса, представленный плотными глинами лонтоваской свиты, достигает наибольшей мощности (до 60 *м*) на севере. К югу и западу мощность его уменьшается до 34 *м* в Выхма, 25 *м* в Пярну и 3,3 *м* в Кингисеппе. В скв. Отепя и на склонах Локноского поднятия эти глины отсутствуют. На побережье Финского залива и на островах, где поверхность глин сильно размыта, наблюдается гидравлическая связь с поверхностными и грунтовыми водами.

В основании комплекса между песчаниками и подстилающими породами кристаллического фундамента нет выдержанного водоупора. Встреченные скважиной в г. Пярну глинистые сланцы коры выветривания мощностью 4,2 *м* могут рассматриваться как относительный водоупор локального значения.

Глубина залегания кровли водоносного комплекса (табл. 53), увеличивается с севера на юг от 50—60 *м* на островах и побережье Финского залива до 527—587 *м* в скважинах Кингисепп, Отепя.

Непосредственно под четвертичными отложениями кровля комплекса вскрыта скважинами на островах Прангли, Найссаар и в глубоких частях древних эрозионных долин на побережье Финского залива (Таллин — Вяйке). Наиболее крупная погребенная под четвертичными отложениями долина прослеживается в западной части г. Таллина от Мяннику до залива Копли. Глубина вреза ее вблизи уступа глинта достигает 55 *м*, в устьевой части 80 *м*, т. е. ниже уровня моря соответственно на 25—75 *м*. Воды песчаных и грубообломочных флювиогляциальных отложений, заполняющих долину, гидравлически связаны с водами комплекса, что подтверждается близким положением их уровней. При этом низкие отметки уровней (на 13—14 *м* ниже уровня моря) вод четвертичных отложений погребенной долины согласуются с положением здесь пьезометрической депрессии комплекса.

Пьезометрические уровни вод комплекса в естественных условиях устанавливались вблизи побережья Финского залива на глубине 1—3 *м* от поверхности и на нулевой отметке — на островах. К югу наблюдается повышение уровней до 50—60 *м* в Выхма и Отепя. На западе пьезометрические уровни самоизливающихся скважин в Пярну и Кингисеппе находятся выше поверхности земли на 17—15 *м*.

В районе городов Таллина и Пальдиски в связи с интенсивной и продолжительной эксплуатацией подземных вод комплекса системой многочисленных буровых скважин естественный режим уровней не сохранился. Снижение уровней от первоначального положения в центральной части сформировавшихся депрессий составляет на конец 1960 г. в Таллине 23—24 *м*, в Пальдиски 4—5 *м*. Глубина залегания уровня на территории Таллина достигла в северной низменной части города 30—35 *м*, в южной, повышенной его части 55—60 *м*, в Пальдиски 17 *м*.

Таллинская пьезометрическая депрессия в плане имеет вид эллипса, вытянутого почти в широтном направлении. Северное крыло ее уходит в пределы Финского залива, южное — заходит на ордовикское плато. Радиус влияния депрессии достиг к концу 1960 г. 20—25 *км* в широтном направлении и около 15 *км* — южном.

По дебиту буровых скважин кембро-вендский водоносный комплекс в северной части распространения характеризуется значительной водообильностью. Дебит наиболее глубоких скважин в городах Таллине и Пальдиски, встретивших в основании толщи крупнозернистые разно-

Таблица 53

Основные показатели кембро-вендского водоносного комплекса (нерасчлененного)

Местоположение скважин	Глубина залегания кровли, *м* / абс. отм.	Мощность, *м*	Уровень воды, *м*			Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*	Удельный дебит, *л/сек*
			от поверхности	абс. отм.	год замера			
Осмуссаар	64,5 / −64	89	4,7	0,3	1941	4,6	11,9	0,4
Пальдиски	75,4 / −61,7	87+	13,1 17,6	0,5 −3,9	1955 1960	16,6	5,1	3,2
Клоогаранд	81,0 / −71	40+	6,5	−2,0	1958	6,0	8,5	0,7
Вяэна-Йыэсуу	71,7 / −67,7	28+	4,0	0,0	1954	4,0	6,5	0,6
Кейла	133,9 / −99,1	39+	32,0 41,0	+2,7 −6,0	1958 1964	7,5	5,6	1,3
Какумяэ	58 / −51,1	74,8	10,3 12,2	−3,8 −5,7	1956 1960	3,6	1,5	3,1
Найссаар	56 / −37	77	18,5	0,5	1963	1,6	1,6	1,0
Вяймсн	75 / −45	46+	30,9 35,5	−0,3 −5,5	1951 1960	4,4	2,0	2,2
Таллин	51,5 / −46,9	91	9,0 26,5	−3,6 −21,1	1947 1960	16,6	2,6	6,4
Таллин	69,0 / −54,0	81	30,9 37,2	−15,0 −21,3	1949 1960	7,2	2,2	3,3
Мууга	72,0 / −68,4	78+	5,4 9,5	−1,4 −5,4	1950 1960	5,0	2,0	2,5
Таллин — Нымме	105 / −59,2	68+	53,1 60,9	−7,6 −15,4	1956 1960	5,0	0,95	5,1
Таллнн	125 / −81,5	72	54,5	−9,0	1958	4,8	1,8	2,7
Саку	146 / 106,5	78	37,0 44,0	+2,0 −5,2	1952 1960	4,6	2,5	1,8
Арукюла	158 / −112,5	74,9	47,1	−1,6	1962	—	—	—
Выхма	385,3 / −350	30	3	47	1948	—	—	—
Пярну	479,0 / 476,8	11,6	+17,0	19,3	1963	3,47	7,7	0,45
Книгисепп	527,6 / −525,5	36,2 (86,2)	+15	16,6	1961	0,13	14,1	0,01
Отепя	587,0 / −470	19,8	57	60	1961	—	—	—

сти песчаников мощностью 15—20 *м*, достигает 10—20 *л/сек* при понижении уровня на 2—8 *м*. Удельный дебит их составляет 3—6 *л/сек*. Скважины несовершенные или в разрезе которых преобладают более мелкозернистые разности песчаников, отличаются меньшим удельным дебитом — от 0,4 до 1,8 *л/сек*.

По всей центральной и южной части территории комплекс предположительно слабо водоносный. Дебит скважин в городах Пярну и Кингисеппе при значительных понижениях (8—14 *м*) составляет 3,5—0,13 *л/сек*, удельный дебит их порядка 0,4—0,01 *л/сек*.

На основании химических анализов вод из скважин в Кингисеппе и Пярну южная часть площади распространения комплекса отнесена, с некоторой условностью, к зоне хлоридных натриевых вод повышенной минерализации. Минерализация воды (при разных условиях отбора проб воды) в первой скважине колеблется от 1,8 до 2 *г/л*, во второй — от 1 до 4 *г/л* (табл. 54). К востоку эта зона распространена от Выхма до Отепя.

В северной части распространения комплекса в зоне развития гидрокарбонатно-хлоридных вод выделяется обширная территория с минерализацией воды больше 0,5 *г/л*, а вблизи побережья на площади от Пальдиски до Таллина — зона смешанных вод с минерализацией меньше 0,5 *г/л*. В пределах этой зоны, как видно из приведенных в табл. 54 данных, минерализация воды в общей схеме увеличивается с севера на юг по мере увеличения глубины залегания комплекса. При этом содержание гидрокарбонат-иона и кальция уменьшается, а хлор-иона и натрия увеличивается. Наряду с этим вертикальная гидрохимическая зональность проявляется в заметном увеличении общей минерализации в зависимости от глубины скважины.

На основании анализа большого количества гидрохимических данных (Верте и Федорова, 1959) установлено закономерное распределение различных типов вод в пределах этой территории.

Гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые воды, имеющие преимущественное распространение в Северной Эстонии, рассматриваются здесь как фоновые воды данной зоны. Они занимают всю южную часть территории, прилегающую к г. Таллину. К северу от района распространения этих вод протягиваются полосы хлоридно-гидрокарбонатных натриево-кальциевых, реже магниево-кальциевых вод с наименьшей для данной зоны минерализацией 0,2—0,3 *г/л*. Они приурочены к долинам р. Пирита, Пяэскюла и древним погребенным долинам (Мяннику — Пельгуранд и др.), где создаются благоприятные условия для интенсивного водообмена и опреснения вод комплекса.

Хлоридно-гидрокарбонатные воды на островах Найссаар, Прангли, на побережье — в Клоогаранд, Вяэна-Йыэсуу и в других местах также приурочены к участкам близкого к поверхности залегания кровли комплекса и к глубоким эрозионным размывам. Появление в отдельных случаях солоноватых вод в скважинах на островах и вблизи морского побережья (Суур-Прангли, Найссаар, Пальдиски), а также вод с резко повышенным содержанием хлор-иона и магния свидетельствует о возможном локальном подтоке в горизонт морских соленых вод.

В санитарно-гигиеническом отношении качество вод комплекса безупречное. В северной Эстонии эти воды имеют большое народнохозяйственное значение и интенсивно эксплуатируются для водоснабжения городов Таллина, Пальдиски и других населенных пунктов и промышленных объектов.

Ломоносовский водоносный горизонт, соответствующий надляминаритовому водоносному горизонту Северо-Запада Русской платформы, в пределах Эстонии прослеживается только к востоку от линии Тал-

Таблица 54

Химические анализы подземных вод кембро-вендского комплекса (нерасчлененного)

Местоположение скважин	Интервал опробования, м	Основные компоненты, мг/л						Формула химического состава
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+}+K^{+}$	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	
Найссаар . . .	73—136	20,6	10,2	24,4	91,5	34,8	12,0	$0{,}19\ \frac{HCO_3\ 58\ Cl\ 33}{Na\ 36\ Ca\ 35\ Mg\ 29}$
Виймси	88—121	43,9	15,7	39,8	253,0	35,5	35,5	$0{,}3\ \frac{HCO_3\ 80\ Cl\ 20}{Ca\ 42\ Na\ 33\ Mg\ 25}$
Клоогаранд . .	82—115	34,0	18,2	29,0	115,9	71,4	25,7	$0{,}2\ \frac{Cl\ 45\ HCO_3\ 43}{Ca\ 39\ Mg\ 34\ Na\ 28}$
Вяэна-Йыэсуу	67,5—100	79,7	30,7	13,1	366,0	16,0	73	$0{,}3\ \frac{HCO_3\ 91}{Ca\ 56\ Mg\ 36}$
Осмуссаар . .	108—153	66,6	9,3	55,9	103,2	177,9	—	$0{,}41\ \frac{Cl\ 75\ HCO_3\ 25}{Ca\ 49\ Na\ 39}$
Пальдискн . .	90—163	67,1	13,4	76,0	134,2	242,0	10	$0{,}5\ \frac{Cl\ 74\ HCO_3\ 24}{Na\ 50\ Ca\ 38}$
Кейла	120—184	36,0	14,6	64,9	152,5	95,7	30,0	$0{,}39\ \frac{Cl\ 47\ HCO_3\ 43}{Na\ 48\ Ca\ 31\ Mg\ 21}$
Какумяэ . . .	100—140	50,0	14,0	64,0	134,0	142,0	14,0	$0{,}4\ \frac{Cl\ 62\ HCO_3\ 34}{Na\ 43\ Ca\ 29}$
Таллнн	80—143	30,1	12,2	39,0	158,7	49,1	<10	$0{,}2\ \frac{HCO_3\ 61\ Cl\ 35}{Na\ 40\ Ca\ 36\ Mg\ 24}$
»	94—150	33,5	16,1	13,6	158,6	31,5	5,5	$0{,}2\ \frac{HCO_3\ 72\ Cl\ 24}{Ca\ 46\ Mg\ 38\ Na\ 16}$
»		50,1	18,2	95,0	213,5	156,8	<10	$0{,}4\ \frac{Cl\ 54\ HCO_3\ 43}{Na\ 51\ Ca\ 31\ Mg\ 18}$
»	162—203	26,0	13,4	85,6	164,7	118,6	5,7	$0{,}4\ \frac{Cl\ 54\ HCO_3\ 44}{Na\ 61\ Ca\ 21\ Mg\ 18}$
Мууга	106—150	103,0	17,0	95,2	149,0	277,0	16,0	$0{,}6\ \frac{Cl\ 73\ HCO_3\ 23}{Ca\ 48\ Na\ 39\ Mg\ 13}$
Саку	120—207	52,0	4,9	83,2	152,5	121,0	33,5	$0{,}4\ \frac{Cl\ 52\ HCO_3\ 38}{Na\ 54\ Ca\ 39}$
Арукюла . . .	157—207	84,8	22,3	75,6	103,7	254,9	8,0	$0{,}55\ \frac{Cl\ 77\ HCO_3\ 18}{Ca\ 45\ Na\ 35\ Mg\ 20}$
Пярну	479—490	36,0	9,73	317,9	194,0	451,0	25,0	$1{,}03\ \frac{Cl\ 77\ HCO_3\ 19}{Na\ 79\ Ca\ 10}$
»	До 564	365,0	85,12	1064,0	182,0	2414,0	25,0	$4{,}1\ \frac{Cl\ 94}{Na\ 64\ Ca\ 26}$
Книгисепп . .	450—463	30,9	17,6	715,9	219,7	1070,8	16,0	$2{,}04\ \frac{Cl\ 88}{Na\ 91}$
Отепя	519—580	32,0	10,3	323,6	188,0	454,0	25,0	$1{,}03\ \frac{Cl\ 79}{Na\ 85}$

лин — Выру, где глины котлинской свиты отделяют его от нижележащего гдовского водоносного горизонта. Водоупорным перекрытием в кровле горизонта служит толща плотных глин лонтоваской свиты. Вблизи побережья Финского залива эти глины в значительной мере размыты местами до основания. На всей остальной территории распространения ломоносовского горизонта лонтоваские глины являются достаточно надежным водоупором. Мощность их на северо-востоке 60—100 *м* (Виру-Роэла, Нарва), на юго-востоке 26—30 *м* (Каагвере, Печёры).

Глубина залегания ломоносовского горизонта увеличивается от побережья Финского залива в глубь материка. Кровля его погружается от 50—60 *м* на севере до —336 *м* в Каагвере и —458 *м* в Печёры на юге.

Ломоносовский горизонт сложен кварцевыми песками и слабосцементированными песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Для северо-восточной части территории характерно в разрезе горизонта переслаивание песчаников различной плотности, с преобладанием мелкозернистых в верхней части и разнозернистых — в нижней. Четких границ между водовмещающими и водоупорными породами не установлено, поскольку они связаны постепенным переходом в виде переслаивающихся пачек песчаников, алевролитов и глин.

На северо-востоке в районе Нарва — Сиргала — Йыхви мощность водоносного горизонта составляет 30—50 *м*, к западу до меридиана Кунда — Раквере она уменьшается до 15—24 *м*, а к югу — до 5—12 *м* (Раннапунгерья, Каагвере, Печёры). Наряду с уменьшением мощности прослеживается изменение литологического состава в сторону преобладания в разрезе мелкозернистых песчаников и алевролитов, за исключением скважины Печеры, где почти весь разрез представлен разнозернистыми песчаниками.

Воды ломоносовского горизонта повсеместно напорные. Величина напора возрастает к югу от 60—70 *м* на побережье Финского залива до 100—120 *м* в районе Нарва — Вийвиконна. На юго-востоке по скважинам Каагвере — Печеры напоры достигают порядка 430—530 *м*. В зависимости от рельефа местности и величины напора пьезометрический уровень воды колеблется в значительных пределах табл. 55.

В северной предглинтовой полосе уровни воды устанавливаются близко от поверхности земли. Наибольшее понижение уровня (до 50—90 *м*) наблюдается в пределах повышенных участков ордовикского известнякового плато (Йыхви, Виру-Роэла, Эллавере). Фонтанирование скважин отмечено в ряде случаев на побережье Финского залива (Алтья, Вызу) и вблизи Чудского озера (Раннапунгерья, Печёры).

Пьезометрическая поверхность ломоносовского горизонта в естественных условиях, т. е. до начала эксплуатации горизонта, в районе побережья Финского залива была на 3—5 *м* выше уровня моря. В глубь материка абсолютные отметки пьезометрических уровней повышаются до 37 *м* (Виру-Роэла, Раннапунгерья), а на юго-востоке до 70 *м* (Печёры).

В районах, где гидравлическая связь ломоносовского горизонта с гдовским отсутствует, отметки его уровней выше гдовского. По скважинам в Эллавере, Вийвиконна это превышение составляет 3—5 *м*.

В связи с интенсивной эксплуатацией вод ломоносовского горизонта совместно с гдовским в районе Кохтла-Ярве происходит, как показали наблюдения Кембрийской станции, ежегодное снижение уровней. В центральной части образовавшейся крупной пьезометрической депрессии уровни воды снижены до 20—22 *м* ниже уровня моря. В юго-восточной части депрессии, где преимущественно эксплуатируются воды

Таблица 55

Основные показатели ломоносовского водоносного горизонта

Местоположение водопунктов	Глубина залегания кровли, *м* / абс. отметки	Мощность, *м*	Уровень воды, *м*			Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*	Удельный дебит, *л/сек*
			от поверхности земли	абсолютные отметки	год замера			
Вызу	47,1 / —40,1	22,9	1,8	5,2	1951	3,0	2,0	1,5
Валкла	58,0 / —54,0	21,0	3,0	1,2	1957	2,2	1,8	2,0
Локса	60,0 / —55,0	30,0	5,0	2,0	1954	8,0	2,0	4,0
Кунда	102,0 / —59,1	24,0+	37,4	5,5	1908	5,8	4,6	1,2
Нарва-Йыэсуу	65,0 / —61,3	45,0	3,5 4,6	0,2 —0,9	1960 1955	10,0	10,0	1,0
Йыхви	158,0 / —91,7	29,0	73,0 81,6	—6,7 —15,4	1953 1960	3,1	4,0	0,8
Нарва, ГРЭС	123,0 / —100	56,0	25,0	—2,0	1959	10,0	13,0	0,8
Сиргала	146,0 / —107	40+	38,0	—5,0	1959	2,5	0,5	—
Вийвнконна	160,0 / —124	20+	39,0	—3,3	1955	5,0	20,0	0,25
Раннапунгерья	243,6 / —207,6	5,1	1,8	37,7	1961	—	—	—
Виру-Роэла	240,3 / —158	17,7	55,1	37,2	1962	0,03	33,0	0,001
Эллавере	311 / —224	28,6	93,4	3,6	1962	0,12	1,15	0,10
Каагвере	426,3 / —386	12,1	Самоизлив			—	—	—
Петсери	510,2 / —458	10,5	"		1963	—	—	—

ломоносовского горизонта, уровни его лежат на 10—15 *м* ниже уровней гдовского горизонта. По-видимому более интенсивное снижение уровней здесь происходит при взаимодействии с пьезометрической депрессией, сформировавшейся в районе г. Сланцы Ленинградской области.

Водообильность ломоносовского горизонта по всей области его распространения неравномерная. В северо-восточной части она характеризуется наибольшим числом скважин, удельный дебит которых изменяется от 0,8 до 4 *л/сек* (см. табл. 55), фактический же эксплуатационный дебит составляет 5—6 *л/сек*, а по отдельным скважинам до 10 *л/сек*. В центральной и юго-восточной частях территории водообильность горизонта резко снижается, удельный дебит скважин не превышает десятых долей литра в секунду.

Воды ломоносовского горизонта в северной части области его распространения пресные, умеренно жесткие (табл. 56). Их состав изменяется в юго-восточном направлении от гидрокарбонатно-натриево-кальциевых с минерализацией 0,1—0,3 *г/л* (Локса, Вызу, Куида) до гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых с минерализацией 0,5—0,6 *г/л* (Эллавере, Нарва, Вийвиконна).

Только на юго-востоке, в скважине Печёры, были встречены солеными хлоридно-натриевые воды с минерализацией 9,6 *г/л*. Переходная зона от пресных вод к соленым не изучена, и граница зоны с минерализацией воды, превышающей 1 *г/л*, пока еще для ломоносовского горизонта не выявлена.

Содержание микрокомпонентов и газовый состав вод этого горизонта почти не изучены. В воде из скважины Печёры содержание брома составляет 30,3 *мг/л*, присутствие йода не установлено.

В северных промышленных районах Эстонии ломоносовский водоносный горизонт широко эксплуатируется (преимущественно совместно с гдовским) для водоснабжения многочисленных населенных пунктов и промышленных объектов. К востоку от меридиана Силламяэ — Ахтме пресные воды этого горизонта приобретают еще большее практическое значение для целей водоснабжения, так как здесь воды верхних горизонтов (ордовикских и четвертичных) часто загрязнены, а воды гдовского горизонта солоноватые.

Гдовский водоносный горизонт распространен в пределах той же восточной части Эстонии, что и вышележащий ломоносовский. Он залегает на неровной поверхности кристаллического фундамента и перекрывается водоупорной толщей глин котлинской свиты. Мощность последних в северо-восточной части достигает 30—50 *м*, к западу и югу пластичные тонкослоистые глины котлинской свиты замещаются аргиллитами и алевролитами, причем мощность их постепенно сокращается. Вблизи западной границы распространения свиты мощность ее не превышает 5 *м* (Таллин, Выру), при этом значение котлинской свиты в качестве водоупора утрачивается.

Гдовский водоносный горизонт повсеместно залегает ниже уровня моря. Глубина до кровли, как видно из приведенных данных в табл. 57, колеблется от 70 до 80 *м* на севере — вблизи побережья Финского залива до 556 *м* на юго-востоке, в Печёрах. Абсолютные отметки кровли водоносного горизонта изменяются соответственно от —70—98 *м* до —514 *м*.

Водовмещающие породы гдовского горизонта представлены кварцево-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами, перемежающимися с прослоями глин и аргиллитов. В нижней части разреза часто встречаются грубозернистые песчаники и гравелиты. Общая мощность толщи в северной части территории в среднем составляет 40—60 *м*, в южном направлении она сокращается до 10—16 *м* (Паламузе, Каагвере, Печёры). При этом наблюдаются фациальные изменения в сторону преобладания в разрезе мелкозернистых разностей песчаников и алевролитов. В зоне тектонических нарушений в скважинах Силламяэ, Утрия, Вийвикония отмечается резкое сокращение мощности песчаников гдовской свиты до 1,5—3 *м*.

Воды трещинно-пластовые, высоконапорные. Положение пьезометрического уровня колеблется в широких пределах (см. табл. 57) от нескольких метров в предглинтовой равнине до 50—60 *м* в пределах ордовикского плато.

Максимальная глубина уровня (86—96 *м*) установлена вблизи возвышенности Пандивере в скважинах Виру-Роэла и Эллавере. Южнее, в Каагвере и в Печёрах, скважины фонтанируют. К этим же

Таблица 56

Химические анализы подземных вод ломоносовского горизонта

Местоположение водопункта	Интервал опробования, *м*	Содержание основных компонентов, *мг/л*							Формула химического состава
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+}+K^{+}$	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	Br^{-}	
Вызу	60—70	23,8	4,4	10,8	109,8	7,0	1,0	—	$0{,}11\,\frac{HCO_3\,90}{Ca\,59\;Na\,23}$
Локса	70—90	23,8	6,9	26,7	152,5	14,0	1,0	—	$0{,}21\,\frac{HCO_3\,85}{Ca\,40\;Na\,40\;Mg\,20}$
Кунда	102—126	49,8	16,5	56,0	341,6	21	4,0	—	$0{,}32\,\frac{HCO_3\,89}{Ca\,40\;Na\,39\;Mg\,21}$
Нарва-Йыэсуу	65—130	6,0	4,8	196,0	207,0	206,0	1,0	—	$0{,}52\,\frac{Cl\,63\;HCO_3\,37}{Na\,92}$
Нарва, ГРЭС	123—180	7,6	2,3	195,0	201,3	203,1	2,5	—	$0{,}51\,\frac{Cl\,63\;HCO_3\,36}{Na\,93}$
Йыхви	162—187	13,8	5,1	177,0	198,0	197,0	1,0	—	$0{,}52\,\frac{Cl\,63\;HCO_3\,37}{Na\,87}$
Сиргала	144—180	7,8	6,1	200,3	207,5	219,8	—	—	$0{,}65\,\frac{Cl\,65\;HCO_3\,35}{Na\,91}$
Внйвиконна	160—173	10,6	5,2	189,0	217,0	201,0	$<1{,}0$	1,4	$0{,}53\,\frac{Cl\,61\;HCO_3\,38}{Na\,89}$
Внру-Роэла	244—267	24,3	8,6	192,0	195,3	343,9	8,0	—	$0{,}56\,\frac{Cl\,67\;HCO_3\,31}{Na\,81}$
Эллавере	308—340	44,3	3,0	169,7	146,5	257,1	8,4	—	$0{,}54\,\frac{Cl\,69\;HCO_3\,30}{Na\,81}$
Печёры	510—520	601,7	200,6	2833,7	115,9	5673,1	381,0	30,3	$9{,}7\,\frac{Cl\,95}{Na\,74\;Ca\,17}$

Таблица 57

Основные показатели гдовского водоносного горизонта

Местоположение водопункта	Глубина залегания кровли, *м* / абс. отм.	Мощность, *м*	Уровень воды, *м*			Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*	Удельный дебит, *л/сек*
			от поверхности земли	абсолютная отметка	год замера			
Хара	88 / —70	47+	13,2	4,8	1951	3,4	0,2	—
Вызу	83 / —76	34+	2,5	2,0	1952	1,1	0,5	—
Локса	97 / —92,0	38	0,1	4,0	1948	20,9	9,0	2,2
Кунда	101 / —98	67,5	1,8 5,0	1,2 —2,0	1959 1961	8,3	4,2	1,3
Азери	110 / —90,6	51,4	16,2 20,9	3,4 —1,4	1945 1960	—	—	—
Эссу	183 / —125,5	40,8	55,6	2,5	1961	4,2	10,6	0,4
Раквере	224 / —146	52,0	77,0	0,9	1959	5,5	1,5	3,7
Пуртсе	127 / —123	33,5+	3,7 6,6	—1,9 —4,9	1956 1960	13,0	3,6	3,6
Кохтла-Ярве	208 / —148	52+	72,7	—16,7	1960	14,5	3,0	4,8
Тойла	146 / —142	55	4,0 6,4	—1,8 —4,2	1956 1960	15,0	12,0	1,2
Йыхви	206 / —154	64	56,0	—4,0	1952	14,3	2,0	7,1
Силламяэ	216 / —195	3,5	20,6	0,4	1949	12,4	~30	~0,4
Н. Ахтме	221 / —157	49+	62,0 73,2	1,6 —9,6	1948 1960	11,1	~2,0	~5
Вийвинконна	254 / —218,2	15+	30	5,5	1951	5,0	22,0	0,23
Внру-Роэла	300 / 284	26,6	86,6	5,6	1963	0,44	3,9	0,11
Эллавере	364 / —265	14,0	96,1	3,0	1962	0,8	0,5	—
Паламузе	412 / —325	15,8	57,0	~30	1960	0,3	13,0	0,002
Каагвере	461 / —421	12,0	+8,0	~48	1960	1,5	7,6	0,19
Петсери	556 / —514	10,6	+22,7	~70	1963	1,2	21,3	0,06

пунктам приурочены максимальные напоры воды, достигающие 469 *м* в Каагвере и 581 *м* в Печерах. С еще большим напором и дебитом самоизливались скважины в Выру и на смежной с востока территории в Краснодудове, хотя отметки поверхности земли здесь выше уровня моря на 74 *м*. Абсолютные отметки пьезометрического уровня достигают максимального для Эстонии значения (~ 70 *м*) в Печёрах. В северном направлении происходит понижение абсолютных отметок уровня, на минимальных отметках уровень устанавливается вблизи побережья Финского залива, где в естественных условиях, до начала эксплуатации вод гдовского горизонта, они составляли 3—5 *м* выше уровня моря и были близки к уровням вод ломоносовского горизонта. В настоящее время при эксплуатации (преимущественно совместной) обоих горизонтов в районе Кохтла-Ярве уровни снизились в центре пьезометрической депрессии до 18—20 *м* ниже уровня моря.

Водообильность горизонта в соответствии с изменением его мощности и литологического состава уменьшается в общей схеме с севера на юг. Удельный дебит большинства скважин в северной части территории составляет 2—4 *л/сек* Фактический или эксплуатационный дебит колеблется от 5 до 15 *л/сек* при понижении уровня на 3—4 *м*, реже до 10 *м*. Исключением для данного района являются скважины Утрия, Силламяэ, Вийвиконна, где в силу резкого сокращения мощности горизонта (от 1,5 до 15 *м*) значительно уменьшается и их дебит, а удельный дебит этих скважин соответственно составляет 0,06; 0,4 и 0,23 *л/сек*. В южной части территории мелкозернистые песчаники и алевролиты гдовского горизонта характеризуются слабой водообильностью. Дебит скважин — порядка 0,3—1,0 *л/сек* при понижении уровня на 8—37 *м*, а удельный дебит измеряется сотыми, реже десятыми долями литра в секунду.

На фоне общей гидрохимической зональности кембро-вендского комплекса для гдовского горизонта намечаются в каждой из выделенных зон свои особенности. В зоне пресных (до 0,5 *г/л*) гидрокарбонатных и хлоридно-гидрокарбонатных вод заметного различия в составах вод гдовского и вышележащего ломоносовского горизонтов не наблюдается. Скважины с наименьшей минерализацией воды (0,2 *г/л*), содержащие гидрокарбонат-ион от 70 до 94 *мг/экв*% (Хара, Локса, Кясму, табл. 58), прошли в местах наиболее глубоких эрозионных размывов кровлю горизонта (от 50 до 87 *м*), где водоупорные глины имеют небольшую мощность или совсем отсутствуют. Эти скважины приурочены к устьевым участкам рек, впадающих в мелкие заливы Хара, Эру, Кясму. На водоразделах или на участках, удаленных от врезов древних долин, воды гдовского горизонта становятся гидрокарбонатно-хлоридными с минерализацией 0,4—0,5 *г/л* (Эссу, Карепа).

В переходной зоне гидрокарбонатно-хлоридных вод с минерализацией 0,5—1,0 *г/л* отмечается в общем последовательное увеличение минерализации хлор-иона и натрия с запада на восток, что подтверждается данными табл. 58 по скажинам Раквере, Кохтла-Ярве, Тойла-Силламяэ. Наряду с этим по отдельным скважинам имеются отклонения от фоновых содержаний этой зоны в сторону уменьшения общей минерализации и увеличения содержания гидрокарбонат-иона. Чаще всего это проявляется в зависимости от условий оборудования и эксплуатации скважин и особенно при совместной откачке вод гдовского и ломоносовского горизонтов. Минерализация вод ломоносовского горизонта в этой зоне (см. табл. 55) значительно меньше, чем гдовского (см. табл. 58).

Имеются случаи, когда в соседних скважинах, эксплуатирующих гдовский горизонт, при одинаковой глубине и конструкции получена

Таблица 58

Химические анализы подземных вод гдовского горизоита

Местоположение водопункта	Интервал опробования, м	Содержание основных компонентов, мг/л							Формула химического состава
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	$\frac{Br^-}{J^-}$	
Хара	100—135	27,8	7,2	57,5	256,0	7,1	4,0	—	$0{,}2\,\frac{HCO_3\,94}{Na\,60\;Ca\,30}$
Локса	97—146	30,0	6,1	23,0	171,0	7,1	<1,0	—	$0{,}2\,\frac{HCO_3\,93}{Ca\,50\;Na\,33\;Mg\,17}$
Кясму	131—142	41,6	18,0	11,5	171,0	10,7	46,0	—	$0{,}2\,\frac{HCO_3\,70\;SO_4\,23}{Ca\,51\;Mg\,37\;Na\,22}$
Карепа	100—120	42,7	15,4	103,0	210,0	156,0	1,0	—	$0{,}4\,\frac{Cl\,56\;HCO_3\,44}{Na\,57\;Ca\,27}$
Эссу	145—224	33,2	17,2	90,5	189,1	135,0	—	—	$0{,}47\,\frac{Cl\,56\;HCO_3\,48}{Na\,56\;Ca\,23\;Mg\,20}$
Азери	110—161	30,3	2,5	172,7	268,5	171,2	Нет	—	$0{,}65\,\frac{Cl\,52\;HCO_3\,44}{Na\,82\;Ca\,16}$
Пуртсе	130—160	36,7	18,6	159,0	195,0	248,0	3,0	—	$0{,}57\,\frac{Cl\,68\;HCO_3\,31}{Na\,67\;Ca\,18\;Mg\,15}$
Раквере	224—280	65,1	18,8	102,0	201,3	210,0	5,0	—	$0{,}6\,\frac{Cl\,64\;HCO_3\,35}{Na\,47\;Ca\,35\;Mg\,18}$
Виру-Роэла	301—324	27,1	9,4	136,3	201,4	161,3	8,0	—	$0{,}45\,\frac{Cl\,57\;HCO_3\,41}{Na\,74}$
Кохтла-Ярне	200—260	52,5	20,2	169,0	177,0	310,0	1,0	—	$0{,}7\,\frac{Cl\,75\;HCO_3\,25}{Na\,63\;Ca\,23}$
Тойла	130—186	50,3	22,4	236,0	168,0	411,0	3,0	$\frac{3{,}3}{0{,}15}$	$0{,}8\,\frac{Cl\,79\;HCO_3\,20}{Na\,70\;Ca\,14\;Mg\,13}$
Йыхви	206—270	59,7	24,7	304,0	140,0	564,0	3,0	$\frac{4{,}4}{0{,}26}$	$1{,}1\,\frac{Cl\,87\;HCO_3\,12}{Na\,72\;Ca\,16\;Mg\,11}$
Силламяэ	216—230	29,0	10,4	433,0	76,9	494,0	68,0	—	$1{,}12\,\frac{Cl\,84}{Na\,89}$
Ахтме	243—270	50,1	23,1	344,9	115,9	609,9	2,0	—	$1{,}2\,\frac{Cl\,88\;HCO_3\,12}{}$
Вийвиконна	216—273	51,8	22,7	548,0	134,2	923,0	4,0	$\frac{6{,}1}{0{,}1}$	$1{,}6\,\frac{Cl\,92}{Na\,84}$
Паламузе	420—429	63,1	24,0	504,7	146,5	868,7	8,0		$1{,}5\,\frac{Cl\,90}{Na\,81}$
Каагвере	408—499	118,0	52,3	281,7	146,0	774,0	12,0	—	$1{,}3\,\frac{Cl\,88}{Na\,55\;Ca\,26}$
Петсери	556—568	771,5	267,5	3978,4	143,4	8066,9	200,4	$\frac{38{,}8}{0{,}2}$	$13{,}6\,\frac{Cl\,97}{Na\,79\;Ca\,16}$

различная по составу и минерализации вода (Тойла, Азери). Так, из двух аналогичных скважин в Тойла одна давала долгое время хлоридно-гидрокарбонатную воду с минерализацией 0,2 *г/л*, и только начиная с 1959 г. в связи с изменением режима эксплуатации стала поступать нормальная для данной зоны гидрокарбонатно-хлоридная вода с минерализацией 0,65 *г/л*. В ряде мест (Раквере, Кохтла-Ярве) отмечается, что несовершенные скважины, как правило, дают менее минерализованную воду, чем соседние скважины, доведенные до кристаллического фундамента. Это указывает на проявление в данной зоне вертикальной гидрохимической зональности.

Зона хлоридно-натриевых вод с повышенной минерализацией (более 1 *г/л*) занимает северо- и юго-восточную часть площади распространения гдовского водоносного горизонта. К востоку от линии Силламяэ — Йыхви — Ахтме минерализация воды достигает наибольших значений 1,6—1,9 *г/л* в скважинах в Вийвиконна и Утрия, где были вскрыты разрушенные гранито-гнейсы кристаллического фундамента. Скважины в этой зоне, которые не доведены до кристаллического фундамента, дают воды с меньшей минерализацией. Некоторое снижение минерализации воды гдовского горизонта возможно вблизи р. Нарвы, дренирующее влияние которой распространяется на сравнительно большую площадь.

В южной части территории гдовский водоносный горизонт опробован только в скважинах Паламузе и Печеры. В первой из них с глубины 420 *м* вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией смешанных вод гдовского горизонта, равной 1,3 *г/л*.

В скважине Печёры с глубины 556 *м* получена хлоридная натриевая вода с наиболее высокой для Эстонии минерализацией, достигающей 13,4 *г/л*. По составу вода имеет все характерные признаки соленых вод прилегающего с востока Московского артезианского бассейна: содержание брома в ней достигает 38,3 *мг/л*, йода — 0,21 *мг/л*. Имеются предпосылки к повышенному содержанию радона в воде этой скважины. Воды гдовского горизонта в пределах данной зоны не имеют практического значения для целей водоснабжения в силу повышенной минерализации их, а также глубокого залегания горизонта и слабой его водообильности в южной части. В качестве лечебных минеральных вод они заслуживают внимания в районе Печёры. Возможно также получение на северо-востоке хлоридных натриевых вод типа лечебной Сестрорецкой воды.

На всей остальной территории Эстонии гдовский водоносный горизонт имеет большое народнохозяйственное значение и широко эксплуатируется многочисленными скважинами для водоснабжения промышленного района Кохтла-Ярве, а также других населенных пунктов. В местах с повышенным рельефом местности (возвышенность Пандивере) эксплуатация гдовского горизонта может оказаться нерентабельной, учитывая глубокое положение здесь статического уровня при сравнительно небольших значениях удельного дебита скважин.

Режим подземных вод гдовского горизонта в северной части Эстонии (Гасс, 1963) в естественных условиях на побережье Финского залива (скв. в пос. Карепа) характеризуется постепенным спадом уровня в течение января — мая, и подъемом в период июнь — октябрь. Наблюдается незначительный спад в ноябре и дальнейший подъем в декабре. Годовая амплитуда колебания уровня составляет около 0,4 *м* по скважине в пос. Карепа и до 0,8 *м* по скважине в г. Пальдиски. В приморских районах колебания уровня подземных вод синхронны колебаниям уровня Финского залива. Краткосрочные колебания уровня подземных вод связаны с изменением атмосферного давления

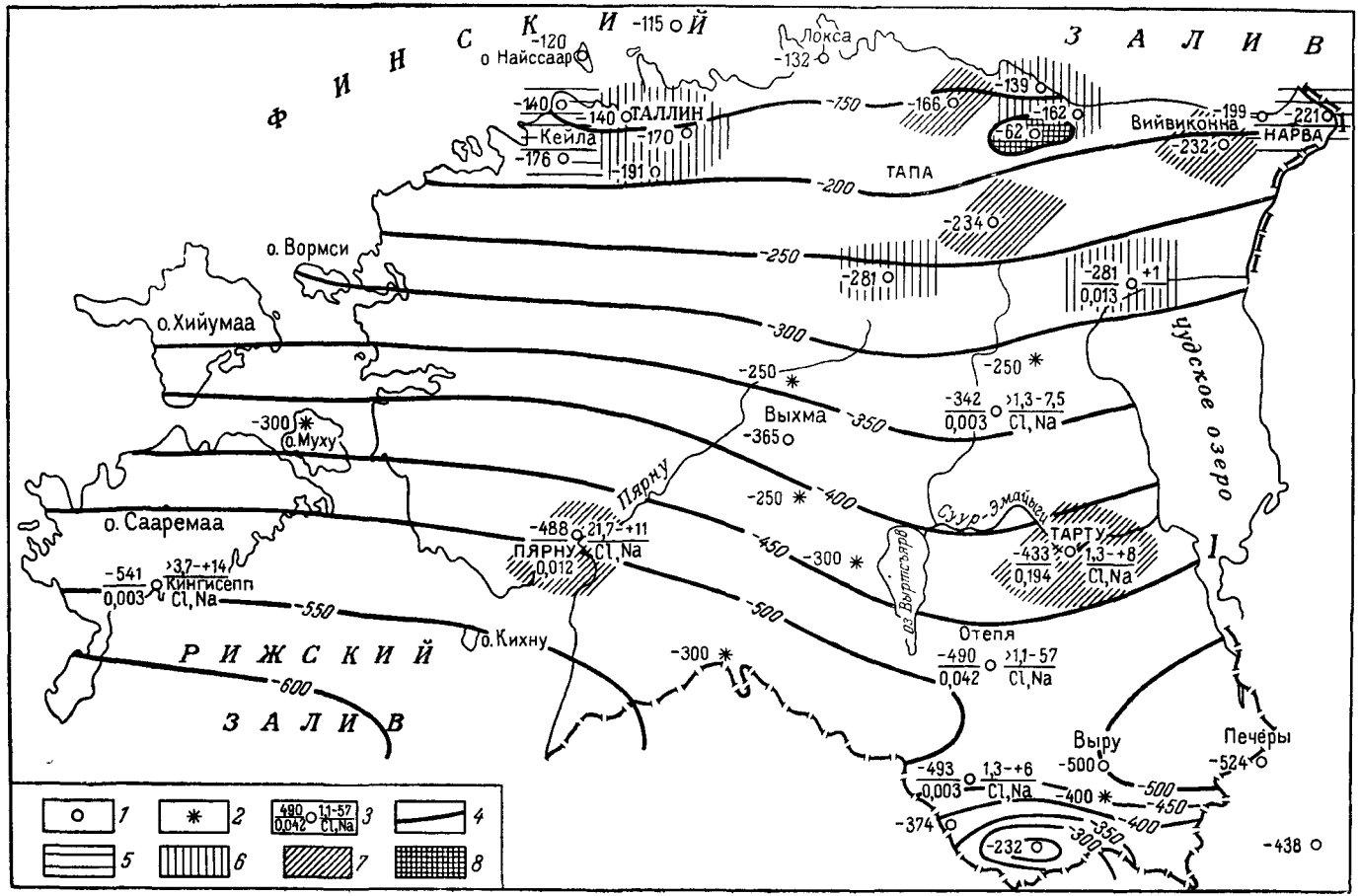


Рис. 41. Схематическая карта рельефа кристаллнческого фундамента и его гидрогеологические показатели

1 — скважина; *2* — расчетные глубины по геофизическим аномалиям; *3* — цифры слева: в числителе — отметка кровлй кристаллического фундамента в абс. отм., в знаменателе — удельный дебнт (*л/сек*), цифры справа: в числнтеле минерализация воды (*г/л*) и глубина установившегося уровня воды (*м*), в знаменателе — преобладающие анион н катион; *4* — изолинин кровли фундамента в абс. отм., проведеные через 50 *м* Мощность коры выветривания кристаллического фундамента *5* — от 0 до 10 *м*, *6* — от 10 до 20 *м*, *7* — от 20 до 30 *м* *8* — >30 *м*

(увеличение атмосферного давления на 10 *см* водяного столба вызывает понижение уровня воды примерно на 5 *см*).

Температурный и гидрохимический режим гдовского горизонта в естественных условиях является стабильным. Условия нарушенного режима свойственны крупным районным пьезометрическим депрессиям:

Таблица 59

Гидрогеологические характеристики протерозойско-архейского водоносного комплекса

Местоположение скважин	Глубина залегания кровли, *м*		Вскрытая мощность	Водоносные породы	Уровень подземных вод, *м*		Дебит, *л/сек*	Понижение, *м*	Удельный дебит, $\frac{л}{сек}$
	от поверхности земли	абс. отметка			от поверхности земли	абс. отметка			
Набала* . . .	282	—191	39	Гранито-гнейс	+6	47	0,975	3,3	0,225
Эллавере* . .	378	—281	47	Гранит, гнейс	96	1	0,8	0,5	$\frac{1}{1}$
Раннапунгерья	317	—281	29	То же	+1,4	37,4	0,45	33,3	0,013
Киигисепп . .	543	—541	28	Гранит, гранофир	+14	16,2	0,032	9,43	0,003
Пярну	491	—488	74	Гранит, амфиболит	+11	13,2	0,166	13,8	0,012
Паламузе* . .	429	—443	59	Гранит, гнейс, кварцит	75,3	21	0,2	64,7	0,003
Каагвере . . .	473	—433	26	Гранит, гнейс	+8	48	0,95	4,9	0,194
Отепя	649	—490	43	Гранит, серпентинит, гранито-гнейс	57	60	1,6	33	0,042
Карула	541	—493	32	Гранит	+6	54	0,13	44,7	0,003

* Данные откачки из соединенных кембро-вендского и протерозойско-архейского водоносных комплексов.

Таблица 60

Химические анализы подземных вод протерозойско-архейского водоносного комплекса

Местоположение скважин	Год опробования	Интервал опробования, *м*	Содержание основных компонентов, *мг/л*						Общая жесткость, *мг-экв*	Формула химического состава
			Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+}+K^{+}$	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}		
Паламузе .	1961	420—487	51	29	447	171	762	4	4,9	$>1{,}3\ \frac{Cl\ 88}{Na\ 80}$
Кингисепп .	1962	548—571	417	69	1 010	79	2 182	20	19,7	$>3{,}7\ \frac{Cl\ 97}{Na\ 69\ Ca\ 22}$
Пярну . . .	1959	495—565	365	85	1 064	182	2 114	25	25,2	$>4{,}16\ \frac{Cl\ 95}{Na\ 64\ Ca\ 26}$
Пярну . . .	1962	490—565	3 075	333	3 896	Нет	18 410	16	180,7	$21{,}7\ \frac{Cl\ 100}{Na\ 48\ Ca\ 44}$
Каагвере .	1962	475—499	118	52	282	146	774	12	10,2	$>1{,}3\ \frac{Cl\ 88}{Na\ 55\ Cl\ 26}$

на территории г. Таллина и его окрестностей, а также на территории городов Кохтла-Ярве, Йыхви в пределах месторождения горючих сланцев, где наблюдается систематическое снижение уровня, обусловленное интенсивной эксплуатацией подземных вод. Здесь режим подземных вод непосредственно связан с условиями водоотбора.

ПРОТЕРОЗОЙСКО-АРХЕЙСКИЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Кристаллический фундамент, выходящий на дневную поверхность в Финляндии и на некоторых островах Финского залива, погружается на территории Эстонии под толщу палеозойских пород на глубину от 115 *м* до 200 *м* в северной Эстонии и до 500 *м* и более в южной Эстонии. Исключение составляют районы с локально распространенными поднятиями на юго-востоке республики, Мынисте-Локноская структура, район куполовидных поднятий Ульясте и др. Здесь глубина залегания кристаллического фундамента по сравнению с общим фоновым рельефом резко уменьшается до 232 *м* (рис. 41).

По имеющимся геологическим и геофизическим данным в кристаллическом основании территории Эстонии преобладают породы кислого состава — различные гнейсы, гранитогнейсы и граниты. Наиболее широкое распространение гранитов и гранитогнейсов наблюдается в северной Эстонии. Гнейсовый комплекс также развит и в южной части республики.

Вскрытая часть пород кристаллического фундамента условно принята за водовмещающую толщу. На поверхности кристаллического фундамента местами сохранились остатки коры выветривания, например в скважинах Пярну, Вийвиконна, Лаанеметса, Кингисепп, Выхма, Прангли. Мощность коры выветривания составляет обычно несколько метров, и только в скв. Виру-Роэла она увеличивается до 14,7 *м*. Кора выветривания представлена в основном слюдисто-глинистой массой, содержащей выветрелые обломки и дресву гранитов-гнейсов, а также прослойки каолиновой глины.

В табл. 59 приведены некоторые сведения по опробованию подземных вод протерозойско-архейского водоносного комплекса.

Таким образом, на большей части территории республики подземные воды, заключенные в верхней трещиноватой зоне кристаллического фундамента, ввиду отсутствия повсеместно распространенного надежного водоупора, гидравлически взаимосвязаны с вышележащим кембровендским водоносным комплексом. Об этом свидетельствуют и данные по химическому составу подземных вод протерозойско-архейского водоносного комплекса (табл. 60).

Как видно из табл. 60, в породах кристаллического фундамента содержатся хлоридные кальциево-натриевые и реже — натриевые, солоноватые и соленые воды. Однако в большинстве случаев приведенные химические анализы характеризуют смешанные воды фундамента и воды залегающих над ними осадочных пород, о чем свидетельствует гидрохимическое опробование скважины Пярну. В этой скважине при последующей попытке каптажа минеральных вод была получена сильно соленая вода с минерализацией 21,7 *г/л*.

Сведения о температуре подземных вод фундамента весьма разноречивы, поскольку замер ее, как правило, производится при малодебитном самоизливе из струи, после того как незначительный объем воды прошел около 500 *м* вверх по стволу скважины через толщу вышележащих пород, имеющих температуру порядка 9°—12° С.

Глава IV

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Подземные воды территории Эстонской ССР, расположенной на стыке Московского и Прибалтийского артезианских бассейнов, а также южного склона Балтийского щита, имеют свою определенную историю формирования, связанную с многократными изменениями условий залегания и палеогеографической обстановки территории. Ниже дается краткая палеогидрогеологическая характеристика формирования подземных вод.

Довендский период. Этому периоду предшествовал длительный континентальный режим, в течение которого поверхность кристаллического фундамента подвергалась денудации и выветриванию. Начало формирования некоторых поднятий фундамента относится к допалеозойскому времени, например Центрально-Эстонская зона поднятия, куполовидные поднятия Ульясте и др. Результатом экзогенных процессов является образование на поверхности фундамента незначительной по мощности коры выветривания, представленной относительно водоупорными породами. В трещиноватой зоне фундамента происходило формирование инфильтрационных вод. Образование локально развитых высокоминерализованных вод с высоким содержанием хлора кальция (табл. 60), по-видимому, было связано с накоплением хлорида вследствие катионного обмена между хлоридными натриевыми водами трансгрессировавшего моря и континентальными осадочными породами, накопившимися на поверхности фундамента ко времени вендской и кембрийской трансгрессий. Эти метаморфизованные воды и заполнили образовавшиеся к тому времени породы-коллекторы.

С увеличением глубины верхней зоны фундамента отмечено гравитационное распределение воды, обусловленное общей минерализацией и солевым составом. При этом более тяжелые хлоридно-натриевые и кальциево-натриевые рассолы залегают на бóльших глубинах, что свидетельствует о переходе инфильтрационно-седиментационных вод в метаморфизованные и магматические.

Характер изменения мощности кембро-вендского водоносного комплекса (рис. 42) указывает на приуроченность максимальных мощностей (до 117 *м*) к северо-восточной Эстонии, откуда в направлении Центрально-Эстонского вала происходит снижение их (до 40—50 *м* и к западу — до 11—15 *м*). Такая же схема уменьшения мощностей в юго-западном направлении отмечена и в региональном водоупоре — лонтоваских глин среднего кембрия.

В палеогидрогеологическом отношении большое влияние на формирование подземных вод оказывало Мынисте-Локноское поднятие.

Образование этого поднятия, по мнению Л. Б. Паасикиви (1955), происходило одновременно с накоплением осадков, о чем свидетельствует изменение мощностей и фаций отложений. Зарождение его началось, по-видимому, еще до осадконакопления, в связи с расколами кристал-

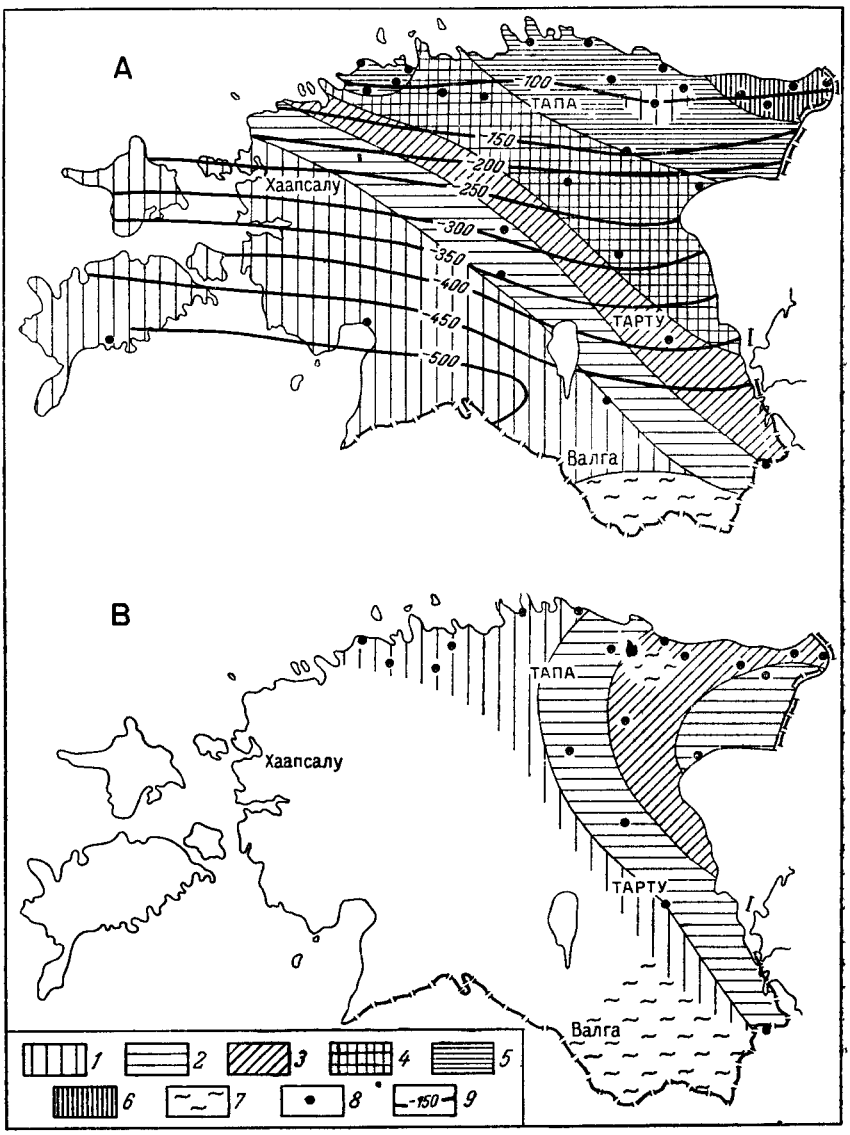
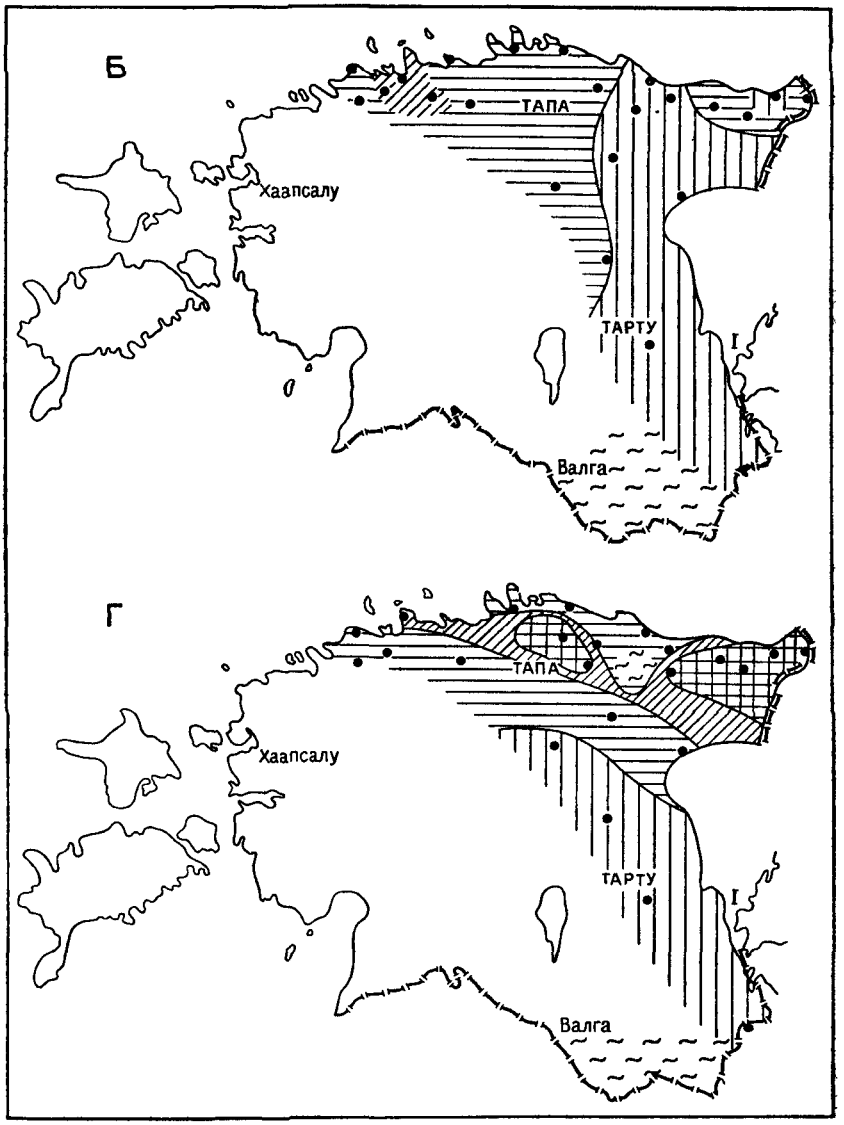


Рис. 42. Схематическая карта мощности и рельефа

А — кембро-вендский водоносный комплекс; *Б* — ломоносовский водоносный горизонт; Мощность: *1* — менее 20 *м*; *2* — от 20 до 40 *м*; *3* — от 40 до 50 *м*; *4* — от 50 до 60 *м*; Прочие знаки: *7* — водоносный комплекс не распространен; *8* — скважина; *9* — изо-

лического фундамента. Максимальное развитие структура получила во время древней и верхней каледонских фаз складчатости, когда сводовая часть структуры была выведена на поверхность. В длительный континентальный период между силуром и девоном свод структуры разрушался и был размыт, а затем перекрыт осадками девонского возраста.

Все это, а также литологические особенности разреза свидетельствуют о различных условиях осадконакопления, протекавших тогда в бассейнах. Так, юго-западная часть республики характеризовалась мелководными условиями осадконакопления с частыми непродолжи-



кровли кембро-вендского водоносного комплекса
В — котлинский водоупорный горизонт; *Г* — гдовский водоносный горизонт
5 — от 60 до 80 *м*; *6* — >80 *м*
линии кровли в абс. величинах, проведенные через 50 *м*

тельными регрессиями моря, а северо-восточная часть — сменой более длительных по времени периодов более глубоководных и мелководных условий осадконакопления. На юге Эстонии вследствие роста Вальмиеро-Мынисте-Локноской структуры происходило также накопление осадков кембро-вендского комплекса незначительной мощности. В про-

цессе осадконакопления поры пород заполнялись морской водой. Поэтому оба горизонта — гдовский и ломоносовский, как и кембро-вендский комплекс в целом были насыщены минерализованными водами хлоридного кальциево-натриевого и хлоридно-магниево-натриевого и натриевого состава.

Процесс накопления седиментационных вод в осадочной толще морских отложений был первым этапом формирования подземных вод. В периферийной части кембрийского бассейна, к которой по существу относится большая часть Эстонии, формировались пресные инфильтрационные воды. Это происходило по мере регрессии, когда породы обнажались и подвергались промыванию в основном за счет боковой фильтрации. Сток был направлен к югу и востоку, к более глубокой части бассейна (Богомолов и др., 1962, 1963). По мере погружения описываемого комплекса под вышележащие слои воды приобретали напорный характер, а условия водообмена становились менее благоприятными. Однако это не на всей территории Эстонии прослеживается в одинаковой степени. Так, например, в восточной Эстонии к востоку от Центрально-Эстонской зоны поднятия и Азериского тектонического нарушения минерализации подземных вод химический состав и гидродинамика, в частности гдовского горизонта, сходны с водами этого же горизонта, расположенного на границе с Ленинградским артезианским бассейном. Данный бассейн, по мнению Б. Н. Архангельского (1964), является составной частью системы Московских артезианских бассейнов. Это позволяет предполагать, что условия формирования подземных вод в кембро-вендскую эпоху, в западной и восточной Эстонии были неодинаковы. По-видимому, это распространяется и на юг республики (район Вальмиеро-Мынисте-Локноского поднятия), где вследствие размыва куполов структур происходило частичное опреснение вод кембро-вендского комплекса (рис. 43).

Таким образом, к концу лонтоваского времени среднего кембрия в северо-восточной части Эстонии формировалось два водоносных горизонта — гдовский и ломоносовский с перекрывающей их мощной толщей «синих глин». В юго-западной и западной частях Эстонии ввиду невыдержанности разделяющего указанные горизонты котлинского водоупора развит кембро-вендский водоносный комплекс. Лонтоваские глины могут рассматриваться в качестве регионального выдержанного водоупора (за исключением районов поднятий и древних эрозионных уступов и врезов).

Среднекембрийское море имело на территории республики повсеместное распространение и, судя по схеме изменения мощностей (см. рис. 33), наиболее глубокая часть его тяготела к юго-западной Эстонии. В течение длительных по времени денудационно-инфильтрационных процессов в период среднего и верхнего кембрия, а также нижнего ордовика происходило опреснение метаморфизованных и морских вод кембро-ордовикского комплекса и обогащение их некоторыми микрокомпонентами. Содержание последних как в описываемом, так и в нижележащих комплексах может быть объяснено концентрацией их из морских вод в процессе диагенеза осадков, а также привносом в виде твердой фазы со склона Балтийского щита отдельных рассеянных минералов и последующим их переходом в раствор под действием кислорода и углекислоты. Зона пресных вод окаймляла северную Эстонию и южную часть ее в районе Мынистео-Локноского поднятия. На всей остальной части Эстонии, в том числе и на островах, формировались слабоминерализованные гидрокарбонатные воды пестрого катионного состава.

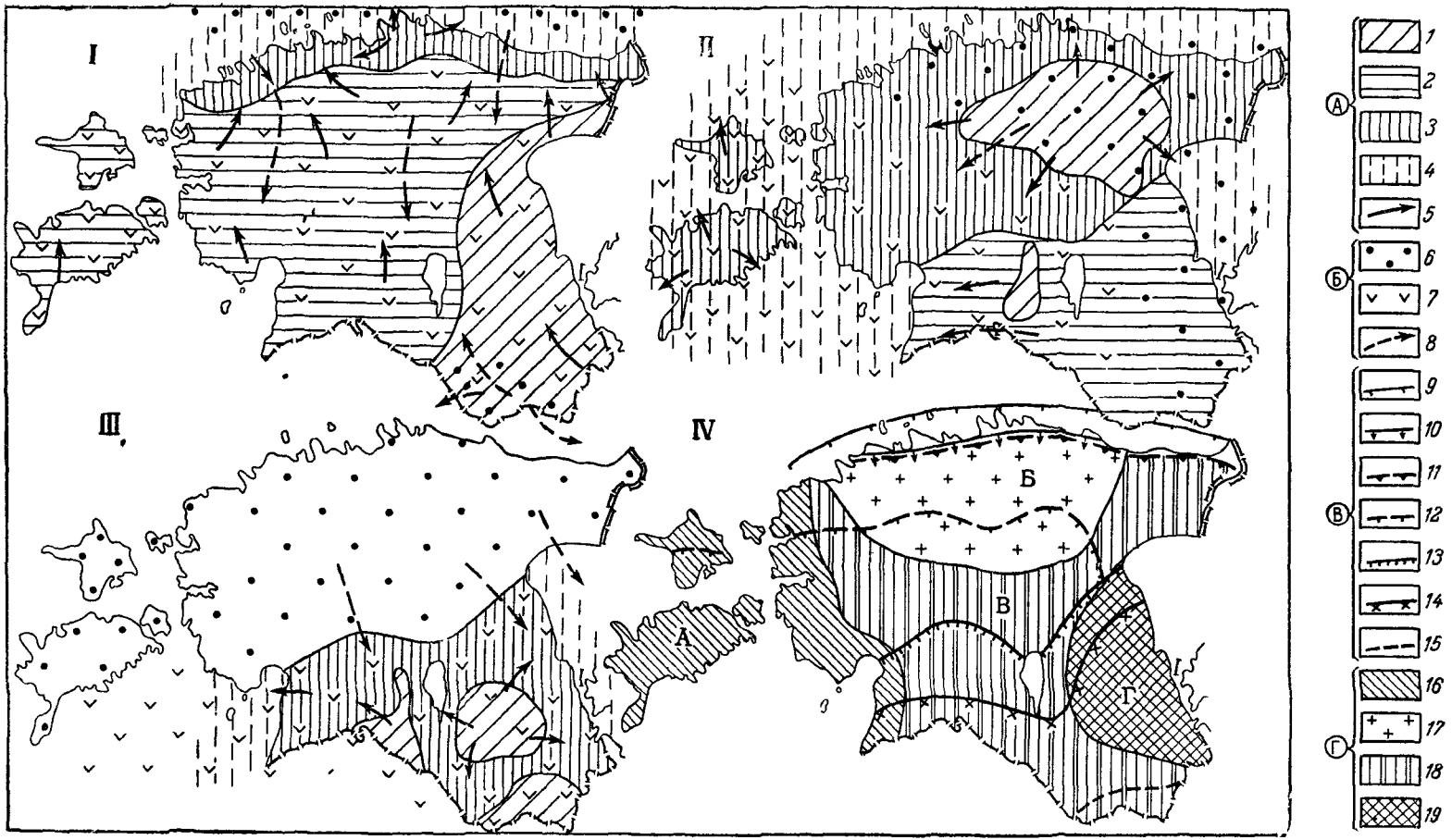
В ордовикское и силурийское время существовавший на территории Эстонии бассейн характеризовался нормальной соленостью и был довольно теплым. Участок наибольшего погружения морского дна в ордовике, исходя из максимальных мощностей 160—180 *м*, тяготеет к центральной Эстонии. В периферийных, особенно в северной части, мощности значительно меньше 0—40 *м*. К концу ордовикского времени приурочено образование уступа современной Пандивереской возвышенности. Ордовикский водоносный комплекс в южном направлении приобретает характер маловодной толщи. Это обусловлено изменением условий осадконакопления, а следовательно, и литолого-фациального состава карбонатных пород, а также диагенезом осадков. Несколько повышенная соленость этого комплекса объясняется неполным замещением морских вод инфильтрационным.

Силурийское море покрывало только юго-западную часть территории республики. В течение силурийского периода под влиянием эпейрогенических движений, выразившихся в подъеме центральных частей Русской платформы, происходило постепенное отступание моря в западном направлении и высвобождение суши из-под моря. На материковой части в течение континентального периода, который в северо-восточной и северной Эстонии охватывал и нижний девон, первоначальный морской состав вод сменился инфильтрационным. Это происходило вследствие широко развитых процессов выщелачивания, растворения и замещения. При этом наиболее интенсивно эти процессы протекали преимущественно в верхней части геологического разреза. Кроме того, на степень промытости структуры влияла глубина базиса эрозии существовавшего в то время бассейна. Этим может быть объяснена значительно большая глубина и интенсивность промытости карбонатной толщи силура — ордовика на материке по сравнению с островами.

В течение нижнего девона на территории Эстонии существовали континентальные условия.

Среднедевонский бассейн охватывал южную, юго-восточную и частично северо-восточную части территории республики. Среднедевонская эпоха характеризуется изменчивым тектоническим режимом, выражающимся в чередовании нескольких трансгрессий с кратковременными регрессиями. Отмечены частая смена морских условий лагунными, например в наровское время. Соленость морской воды нормальная. Формировались высокоминерализованные воды хлоридного кальциево-натриевого и сульфатного натриево-кальциевого состава с минерализацией 50 *г/л*. Этому способствовал теплый и влажный климат. Франское море захватывает только крайнюю юго-восточную часть территории Эстонии. В длительный континентальный период (более 300 млн. лет) продолжались процессы замещения седиментационных вод инфильтрационными, причем это замещение по глубине достигало различных стадий, в результате чего образовались разнообразные по химическому типу воды. Кроме того, с глубиной скорость передвижения инфильтрационной воды постепенно замедляется, и на состав воды начинают сильно влиять окислительно-восстановительные процессы. Таким образом, минерализация инфильтрационных вод постепенно возрастает, а ионно-солевой и газовый состав их преобразуется. Распределение различных стадий замещения предопределяет различные участки гидрохимической зональности. Этому в известной степени способствовало образование куполов на юге, а также общее поднятие северной материковой части Эстонии.

С конца девона начал формироваться эрозионно-денудационный рельеф, который был расчленен сильнее, чем современный (рис. 45). Максимальные относительные высоты современного рельефа редко


I
II
III
IV
А
Б
В
Г
А
1
2
3
4
5
Б
6
7
8
В
9
10
11
12
13
14
15
Г
16
17
18
19

составляют 60—70 *м*; в пределах же древнего рельефа, судя по данным бурения, в погребенных долинах они достигают 150 *м*. Таким образом, древний базис эрозии был на 150 *м* ниже, чем современный, что явилось также одной из основных причин, обусловивших хорошую промытость структуры и формирование пресных вод преимущественно гидрокарбонатно-кальциевого состава. Таким образом, в формировании подземных вод рассматриваемой территории принимали участие воды разнообразного происхождения (морские атмосферные метаморфизованные). Эти процессы формирования теснейшим образом связаны с геотектоническим развитием территории, в результате которого регионально изменялись условия залегания и химический состав подземных вод, что привело к современной картине распределения пресных и минерализованных вод и вследствие чего минерализация подземных вод почти на всю глубину разреза в пределах территории Эстонии не превышает солености Мирового океана.

Резюмируя вышеизложенное, необходимо отметить, что даже на такой ограниченной территории, как Эстония, палеогидрогеологические условия формирования подземных вод для северной и южной частей ее были отличными. Минерализация вод возрастает с севера и частично с юго-востока (от области питания в направлении к ее пониженным участкам) области циркуляции и разгрузки. Осадочные породы (преимущественно континентальные), покрывающие фундамент повсеместно, в северной Эстонии прорезаются вплоть до кембро-вендской водоносной толщи древней гидрографической сетью, вследствие чего в этом районе создаются благоприятные условия для свободной циркуляции подземных вод и формирования зоны пресных вод на всю глубину осадочного чехла. Интенсивная циркуляция вод в этих породах, происходящая на протяжении длительного времени, способствовала выносу из них легкорастворимых солей. Поэтому в настоящее время формирование минеральной части подземных вод происходит за счет легкорастворимых продуктов выветривания, образующихся главным образом в трещинах и порах. Важная роль в обогащении подземных вод минеральными солями принадлежит водоупорам. Переходу растворимых минеральных соединений из глинистых водоупоров в гравитационные подземные воды способствуют формирующиеся в глинах поровые растворы, которые обогащаются минеральными веществами вследствие длительного контакта с веществом горных пород (Бабинец, 1961). С другой стороны, наличие глинистых осадков и отжатие поровых растворов в процессе литификации осадка являются предпосылками формирования упругих запасов подземных вод.

Южная Эстония представляет собой (относительно нижней части разреза) область слабого водообмена и характеризуется благоприятными условиями для длительного существования метаморфизованных вод. Обзор палеографических условий, так же как и истории

Рис 43 Схематическая карта элементов формирования подземных вод

I — кембро-вендский водоносный комплекс, II — силурийско-ордовикский водоносный комплекс, III — девонский водоносный комплекс, IV — характеристика зоны пресных вод

А — на современном этапе развития *1* — область питания и создания высоких гидростатических напоров, *2* — область циркуляции, *3* — местная область питания и разгрузки, *4* — основная область разгрузки; *5* — направление стока.

Б — после завершения формирования первого цикла *6* — область питания, *7* — область циркуляции, *8* — направление стока

В — границы распространения водоносных комплексов или горизонтов палеозоя, *9* — кембро-вендского, *10* — кембро-ордовикского, *11* — ордовикского; *12* — силурийского, *13* — пярнуского, *14* — швентойско-тартуского, *15* — сартаевского

Г — мощность зоны пресных вод на современном этапе развития *16* — до 50 *м*, реже до 150 *м*; *17* — от 150 до 300 *м*; *18* — от 150 до 400 *м*, *19* — выше 400 *м*

развития описываемой территории, позволяют установить несколько фаз морского и континентального режима (рис. 44). При этом наибольшее влияние на формирование подземных вод оказывал континентальный цикл, характеризующийся большей продолжительностью и большими величинами градиентов.

Как видно из прилагаемой палеогидрогеологической схемы и карты-схемы на период современной эпохи развития, области питания, стока и разгрузки существенных изменений не претерпевали, особенно на более поздних (послекембрийских) стадиях развития. Анализируя закрытость структуры, следует констатировать, что в целом большая часть описываемой территории в отношении глубокозалегающих водо-

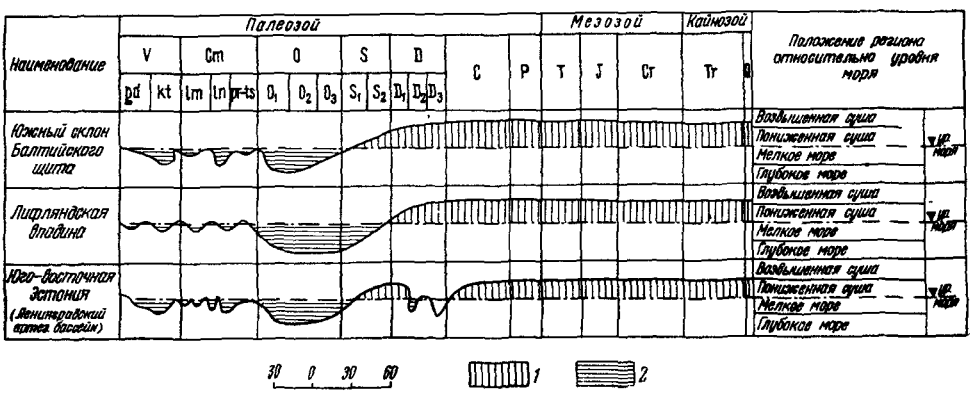


Рис. 44. Кривые колебательных движений земной коры в пределах различных районов Эстонии

1 — суша; *2* — море

носных комплексов принадлежит к артезианскому бассейну закрытого типа. Исключение составляет лишь северная часть Эстонии, где упомянутые комплексы, согласно общему подъему слоев, выходят непосредственно на поверхность или скрыты под маломощным покровом четвертичных отложений, а также сообщаются с вышезалегающими водоносными горизонтами через многочисленные гидрогеологические «окна». Подземные воды силуро-ордовикского и швентойско-тартуского водоносных комплексов полностью зарегулированы грунтовыми водами четвертичного периода. Сопоставляя палеогидрографические условия формирования подземных вод с современными, следует отметить отсутствие связи между древней и современной гидрографической сетью. Это относится в основном к югу Эстонии, где поднятие базиса эрозии обусловило противоположное современному направление стока в древней гидрографической сети. (Орвику, 1960).

ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ И ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Важнейшими природными факторами, обусловливающими формирование и перераспределение подземных вод на современном этапе развития, являются:

1. Приуроченность территории к зоне избыточного увлажнения с явным преобладанием осадков над испарением. Сравнительно небольшая площадь территории (около 45 тыс. $км^2$).

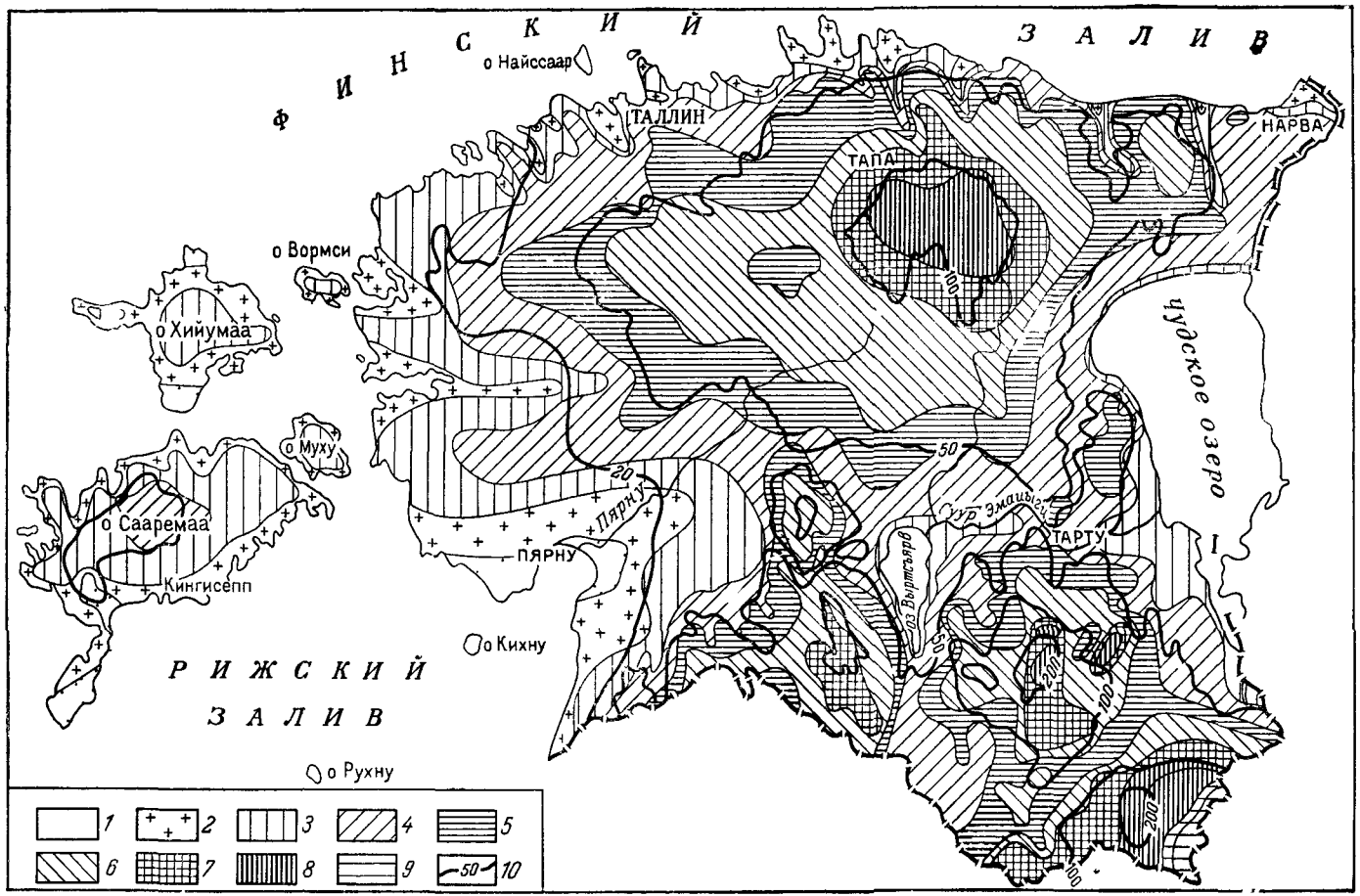


Рис 45 Схематическая карта дочетвертичного и современного рельефа

Высота рельефа дочетвертичных пород относительно уровня современного моря *1* — ннже — 200 *м*, *2* — от —20 до 0, *3* — от 0 до 20 *м* *4* — от 20 до 40 *м* *5* — от 40 до 60 *м*, *6* — от 60 до 80 *м* *7* — от 80 до 100 *м*, *8* — от 100 до 140 *м* *9* — выше 140 *м* *10* — нзолинин высот современного рельефа, проведенные через 50 *м*, в юго восточной части через 100 *м*

2. Полуостровной характер ее. Западное и северное побережья омываются водами Балтийского моря, а большая часть восточной границы проходит по озерам Чудскому, Псковскому и по Нарвскому водохранилищу.

3. Относительно незначительная минерализация вод Балтийского моря вблизи берегов Эстонии (2—7 *г/л*), благодаря опресняющему влиянию рек.

4. Равнинный характер поверхности Эстонии с общим уклоном с юго-востока на северо-запад. Большая часть территории — низменная с превышением около 50 *м* и лишь 1/10 часть территории лежит на высоте около 100 *м* и более. В центральной Эстонии проходит Пандивереская возвышенность, а в южной и юго-восточной — Сакалаская, Отепяская и Хааньяская.

5. Приуроченность территории Эстонии в гидрогеологическом и гидрологическом отношениях к трем разным бассейнам стока: Финскому и Рижскому заливам и проливам, а также к бассейну Чудского и Псковского озер.

6. Приуроченность территории республики к южному склону Балтийского щита, на котором залегают породы вендского комплекса, кембрия, ордовика, силура и девона, а также четвертичные отложения. Выходы их в силу моноклинального падения на юг прослеживаются полосами широтного простирания.

7. Выделение по кристаллическому фундаменту внутри структуры I порядка отдельных поднятий в качестве структур II порядка.

8. Наличие в нижней части разреза северо-восточной половины Эстонии выдержанного регионального водоупора в виде толщи лонтоваских глин.

9. Невыдержанность в литолого-фациальном отношении разреза отдельных водоносных толщ при погружении их под вышележащие слои.

10. Широкое развитие карста в районах распространения карбонатных пород и затухание закарстованности и уменьшение кавернозности пород при погружении до 50—100 *м* и более.

11. Наличие значительной по глубине отметки древнего базиса эрозии (абсолютная отметка наиболее глубокой Ландсортской впадины Балтийского моря равна — 459 *м*).

12. Широкое развитие, в юго-восточной Эстонии, ледниковых отложений, особенно последнего валдайского оледенения и сопутствующих ему форм, в частности очень важных в гидрогеологическом отношении древних переуглубленных погребенных долин, прорезающих на различную глубину толщу палеозойских пород.

13. Широкое распространение водоупорных толщ в виде морен и ленточных глин, способствующих в условиях избыточного увлажнения и равнинного характера местности развитию болот и заболоченных земель.

Наряду с естественными природными факторами имеют место искусственные факторы, оказывающие свое влияние локально на формирование подземных вод одного или нескольких водоносных комплексов и горизонтов. На территории Эстонии искусственные факторы, выражающиеся в понижении уровней, проявляются под влиянием усиленной эксплуатации подземных вод, шахтного водоотлива и гидромелиорации (осушения) заболоченных земель. Следствием указанных факторов является наличие: 1) в северной Эстонии двух крупных пьезометрических депрессий — Таллинской и Кохтла-Ярвской, возникших в результате интенсивной эксплуатации подземных вод кембро-вендского комплекса; 2) на территории Эстонского сланцевого месторождения искус-

ственно пониженных уровней подземных вод; 3) отдельных водозаборов как в глубине материка, так и вблизи морских побережий, создающих локально искусственный режим подземных вод; 4) значительных по величине площадей, осушенных в целях мелиорации, где искусственное понижение уровней оказывает непосредственное влияние на увеличение мощностей зоны аэрации.

Переходя конкретно к рассмотрению вопросов зональности, следует отметить, что гидрогеологические условия артезианских бассейнов, как правило, характеризуются гидродинамической и гидрохимической зональностью. Гидродинамическая зональность выражается в том, что условия водообмена с поверхностью земли, а также подвижность вод неодинаковы для различных водоносных комплексов в вертикальном разрезе и по площади распространения каждого из них. Подвижность вод характеризуется скоростями потока, коэффициентами водообмена, степенью гидрогеологической раскрытости пластов горных пород.

Обычно выделяют три гидродинамические зоны: 1) свободного (интенсивного) водообмена; 2) затрудненного (замедленного) водообмена и 3) весьма затрудненного (весьма замедленного) водообмена. Считается, что эти три зоны, как правило, располагаются в указанном порядке сверху вниз в разрезе артезианских бассейнов. Однако до последнего времени определенные общепринятые критерии для выделения указанных зон и для проведения границ между ними отсутствуют.

Некоторые авторы (Б. Л. Личков, Ф. А. Макаренко, К. В. Филатов, И. К. Зайцев, Б. Н. Архангельский и др.) в основу выделения гидродинамических зон берут глубину эрозионного вреза, другие (Н. К. Игнатович, М. А. Гатальский и др.) определяют гидродинамическую зональность исходя из гидрохимических условий артезианских бассейнов. Действительно, химический состав подземных вод в основном зависит от скорости их движения и от интенсивности инфильтрационного водообмена в коллекторах. Несмотря на то что тождество гидродинамической и гидрохимической зональности не признается некоторыми исследователями (Толстихин, 1959 и др.) и поскольку другие объективные признаки отсутствуют, в настоящем очерке использован принцип выделения гидродинамических зон по гидрохимической зональности, с частичным анализом скоростей однократного водообмена (скоростей движения воды).

Как следует из закона Дарси, скорость движения подземных вод зависит от проницаемости пород и от гидравлического уклона. Скорость водообмена зависит также и от размеров резервуара, и от объема коллекторов (обратная зависимость). Чем больше проницаемость пород и меньше их объем, тем скорее в них совершится водообмен.

В табл. 61 приведены величины скорости водообмена для отдельных водоносных комплексов, располагающихся в различных частях артезианского бассейна. Эти данные рассчитаны по действительной скорости движения воды и определяются уравнениями:

$$U=\frac{u}{n}=\frac{kI}{n} \quad \text{и} \quad U=\frac{L}{t}$$

где u — скорость фильтрации, *м/сутки*;

n — пористость фильтрующей среды, в долях единицы;

k — средний коэффициент фильтрации водоносного пласта, *м/сутки*;

t — время водообмена, годы;

I — средний уклон, вычисляемый по формуле: $I=\frac{H_1-H_2}{L}$,

где H_1 — отметка уровня водоносного горизонта в области питания, абс. отм.;

H_2 — отметка уровня водоносного горизонта в области разгрузки, абс. отм.;

L — расстояние между точками замера уровней, *м*.

Из приведенных выше уравнений получим время водообмена:

$$t = \frac{Ln}{kI}.$$

Например, принимая пористость песчаников кембро-вендского водоносного комплекса равной 0,2 и коэффициент фильтрации равным 8 *м/сутки*, получим для отдельных участков артезианского бассейна следующие скорости однократного водообмена:

Северо-западная часть гидрогеологического района «А» (Б. Таллин), при уклоне потока на северо-запад по линии Кохила — Таллин:

$$J = \frac{0-(-25)}{25\,000} = 0{,}001;\ t = \frac{25\,000 \cdot 0{,}2}{9 \cdot 0{,}001 \cdot 365} = 1700 \text{ лет}.$$

Приведенные данные о скорости водообмена подземных вод являются весьма условными и нуждаются в уточнении. Однако, наряду с гидрохимическими, они могут быть взяты за основу при установлении гидродинамических зон. Относительно высокие скорости водообмена (порядка до 100 лет на 1 *км*) распространяются только на первые от поверхности водоносные комплексы и на гидравлически с ними связанные — вторые. В пределах одного и того же водоносного комплекса в зависимости от условий залегания изменяется и динамика водообмена (например, пярнуский горизонт). Предполагается, что вычисленные выше скорости водообмена существуют лишь с момента последнего оледенения (от 2 до 10 тыс. лет).

На протяжении более ранней геологической истории темпы водообмена то возрастали, то снижались в зависимости от колебаний базиса эрозии.

Исходя из вышеизложенного, для территории Эстонии принимается следующая схема гидродинамической зональности (сверху вниз): 1) верхняя зона интенсивного — свободного водообмена, характеризующаяся скоростью однократного водообмена подземных вод порядка до 100 лет на 1 *км* и минерализацией вод менее 1 *г/л;* 2) нижняя зона замедленного — затрудненного водообмена, характеризующаяся скоростью однократного водообмена более 100 лет на 1 *км* и минерализацией воды от 1 до 10 *г/л*.

Помимо этого, в нижней зоне выделяются отдельные азональные участки, где ввиду наличия весьма замедленного водообмена минерализация подземных вод составляет 20 *г/л* и более (Пярну, Петсери).

Приведенная на рис. 43 схема изменения мощностей зоны пресных вод показывает, что мощность зоны интенсивного водообмена изменяется в пределах территории республики в относительно широких пределах (от 50 до 400 *м* и более). Зона интенсивного водообмена охватывает: в районе «А» только верхнюю часть разреза силурийско-ордовикского водоносного комплекса. В районе «Б» — весь разрез, включая выветрелую зону кристаллического фундамента; в районе «В» — верхнюю часть силурийско-ордовикского комплекса и выше; в районе «Г» — от гдовского водоносного горизонта и выше на северо-востоке республики; от кембро-ордовикского и выше в центральной; от пярнуского и выше в юго-восточной части Эстонии. При этом предполагается, что мощная толща пресных подземных вод, развитых в районе «Г», связана с опресняющим действием вдоль тектонических нарушений и древних

Таблица 61

Ориентировочные скорости водообмена по отдельным водоносным комплексам и горизонтам

Водоносные комплексы и районы артезианского бассейна	Условно принятые		Скорость движения воды, *м/сутки*	Время однократного водообмена, годы	
	пористость в долях единицы	коэффициент фильтрации, *м/сутки*		на участке	приведенное к расстоянию 1 *км*
Кембро-вендский					
Район „А" (северо-западная часть по линии Кохила — Таллин) . . .	0,2	8	0,04	1 700	68
Район „А" (северо-восточная часть по линии Раннапунгерья — Кохтла-Ярве)	0,2	4	0,027	4 500	100
Кембро-ордовикский					
Район „А" (северный склон ордовикского плато по линии Тапа — Метсику)	0,2	6	0,03	3 100	90
Район „Б" (западная Эстония по линии Хаапсалу — Эллавере) . . .	0,2	5	0,011	34 000	254
Район „В" (*юго-западная Эстония* по линии Выхма — Пярну)	0,2	6	0,014	11 700	195
Ордовикский					
Район „А" (по линии Тамсалу — Кусалу)	0,25	12	0,04	3 000	70
Район „Б" (по линии Козе — Марьямаа)	0,25	10	0,027	6 000	100
Силурийский					
Район „Б" (по линии Вяйке-Маарья — Синди)	0,30	15	0,04	8 800	68
Район „В" (о. Сааремаа по линии Орикюла — Кингисепп)	0,30	15	0,033	820	82
Пярнуский					
Район „Б" по линии Киллинги — Нымме — Выйсте)	0,20	5	0,033	2 500	84
Район „Д" (по линии Энну — Чудское озеро)	0,20	5	0,025	4 100	110
Швентойско-тартуский					
Район „Б" (по линии Тагапера — Рижский залив)	0,2	6	0,04	5 000	70

погребенных долин систем Чудского и Псковского озер (относительно происхождения которых у геологов до сих пор отсутствует единое мнение). С другой стороны, предполагается, что тектоническое поднятие в районе Эльвы может служить гидрогеологическим «окном».

К зоне замедленного водообмена в северо-восточной части Эстонии приурочен гдовский водоносный горизонт, в центральной и южной Эстонии — кембро-вендский и в юго-западной части и на островах — кембро-ордовикский и нижняя часть силурийско-ордовикского комплекса. Пярнуский водоносный горизонт на большей части его распространения находится в условиях интенсивного водообмена, за исклю-

чением лишь юго-восточной части Эстонии (район г. Выру), где встречены минерализованные воды, указывающие на замедленный водообмен. Приуроченность кембро-ордовикского и нижележащих комплексов к верхней и по мере погружения (по падению слоев) к нижней гидродинамической зоне, помимо общей закономерности понижения скорости водообмена с глубиной, объясняется также и фациальным изменением литологического состава пород верхней части кембро-вендского водоносного комплекса, когда разделяющие их лонтоваские глины при погружении в юго-западном направлении переходят в относительно водоупорную толщу (литологически представлены породами, мало отличными от выше- и нижележащих), а вышележащий ордовикский водоносный комплекс уже по линии Виртсу — Тарту переходит в водоупор. Вследствие этого кембро-ордовикский водоносный комплекс в южной Эстонии гидравлически связан с нижележащими водоносными толщами, входящими в нижнюю гидродинамическую зону, а пярнуский водоносный горизонт верхней гидродинамической зоны локально (в районе Выру) имеет несколько повышенную минерализацию. Двухъярусное строение гидрогеологического разреза территории Эстонии подтверждается и несколько отличной схемой гидроизопьез в разрезе нижней и верхней зон. Так, несмотря на наличие в верхней зоне нескольких водоносных горизонтов, гидравлическая связь их характеризуется общим соподчинением их пьезометрических уровней современному рельефу местности, при котором возвышенные участки являются областями создания гидростатических напоров и питания подземных вод, а пониженные — областями их разгрузки.

При рассмотрении областей питания водоносных комплексов и горизонтов для условий Эстонии обращает на себя внимание следующая характерная особенность, выражающаяся в неравномерном распределении осадков по площади. Наибольшие количества атмосферных осадков, как правило, приурочены к возвышенным участкам. Разница в сумме осадков, выпадающих на возвышенностях, на побережье и на островах, составляет около 250 *мм* в год. Объясняется это геоморфологическими особенностями суши, в частности влиянием возвышенностей. По данным А. Райк (1964), они оказывают деформирующее влияние на перемещающиеся потоки воздуха, а также повышают динамическую турбулентность. Это приводит к увеличению облачности и осадков. Наличие возвышенностей оказывает влияние и на климатические особенности в зимний период. Оно выражается в большей продолжительности и мощности снегового покрова, что объясняется, с одной стороны, большим количеством осадков на возвышенностях, а с другой — меньшей повторяемостью и меньшей интенсивностью оттепелей зимой. Таким образом, особенно для верхней зоны отчетливо проявляется влияние возвышенностей как областей создания высоких гидростатических напоров и питания подземных вод. Поскольку значение водопроводимости пород на возвышенностях возрастает по сравнению с низменными участками, последние как бы создают некоторый подпор, замедляя тем самым скорость водообмена. Это нашло наглядное отражение и при расчетах темпов водообмена, в частности для силурийско-ордовикского водоносного комплекса (см. табл. 61).

Такая закономерность, однако, не наблюдается для нижней зоны подземных вод, где характер распределения гидроизопьез подчинен в основном геоструктурным особенностям территории, и только в северо-западной Эстонии отмечено проявление взаимосвязи с древней гидрографической сетью, служащей источником питания подземных вод. Такая взаимосвязь объединяет обе зоны в одну — зону интенсивного водообмена.

На основании изложенных выше условий формирования подземных вод приводится краткая характеристика выделенных гидродинамических зон.

Мощность зоны свободного (интенсивного) водообмена изменяется в широких пределах: от 50 *м* на западном побережье и на островах до 150—250 *м* в северо-западной (до Азериского нарушения), центральной и юго-восточной Эстонии, а также до 400 *м* в восточной Эстонии. Движение подземных вод происходит в направлении от возвышенностей в сторону эрозионных понижений, имея как свободную, так и напорную поверхность, отражающую рельеф поверхности земли. С погружением водоносных горизонтов эта зависимость приобретает все более сглаженный характер. Глубина залегания уровня подземных вод уменьшается от областей питания — Пандивереской, Сакалаской и Отепя — Хааньяской возвышенностей к областям разгрузки — Рижскому и Финскому заливам, озерам Выртсъярв, Чудскому и другим эрозионным врезам. Несмотря на ясно выраженное направление подземного потока в сторону морских побережий, отсутствие естественных выходов родников (за исключением уступа — глинта известнякового плато на южном побережье Финского залива) свидетельствует о разгрузке подземных вод, которая происходит на удаленной от береговой зоны заливов территории. Распространение зоны свободного водообмена определяется глубиной эрозионных врезов, взятых с коэффициентом до 2-х, в зависимости от мощности вскрытой зоны.

Подземные воды верхней зоны являются преимущественно пресными. Исключение составляют лишь грунтовые, нередко и артезианские воды морских побережий, где под влиянием подпора морских вод при нагонных и приливных явлениях, а также в условиях интенсивной эксплуатации вблизи морских побережий (города Кингисепп, Пярну, Хаапсалу, о. Осмуссаар) формируются минерализованные воды. Проникновение морских вод и их влияние на химический состав подземных вод А. И. Силиным-Бекчуриным (1958) объясняется следующим образом. При ветрах с моря или приливах, когда происходит подъем уровня морской воды, сток грунтовых вод на это время прекращается и заменяется обратным процессом — подпором грунтовых вод, во время которого морская вода фильтруется в породы береговой зоны и засоляет их. При спаде морской воды сток грунтовых вод возобновляется, но соли в породах частично остаются. Такой процесс, многократно повторяющийся, приводит к засолению пород береговой зоны, которое имеет место в Пярну, Кингисеппе и Хаапсалу.

Влияние поверхностных и подземных вод на снижение концентрации морских вод прекращается в Рижском заливе уже на расстоянии 30 *км* от берега. При повышении концентрации морской воды от 3,2 до 5,4 *г/л* происходит увеличение содержания солей NaCl, $MgCl_2$, $MgSO_4$. Наряду с этим уменьшается содержание гидрокарбонатов и меняется характер сульфатной засоленности: у берегов преобладает сульфат кальция, а в отдалении от них — сульфат магния. Увеличение концентрации морской воды при удалении от берега в сторону открытого моря и повышение в ней процентного содержания солей магния по отношению к солям кальция объясняется затуханием в центральной части залива влияния поверхностного и подземного стока на химический состав морских вод.

По данным различных исследователей, ширина зоны, в пределах которой осуществляется влияние морской воды на формирование подземных вод материка, неодинаковая. Так, по А. И. Силину-Бекчурину, влияние морской воды распространяется до 2 *км* от берега (г. Пярну), а по данным А. И. Верте (1955—1960) — до 19 *км* (Лихула), 20 *км*

(Викла) и до 25—30 *км* (Коннувере). Выявление причин изменения химического состава подземных вод вблизи морских побережий (является ли это причиной диффузии солей, содержащихся в морской воде, или это изменение объясняется различной стадией формирования подземных вод) требует дальнейшего изучения. Некоторое объяснение их можно найти в гидрогеологических и гидрохимических профилях силурийско-ордовикского водоносного комплекса, построенных в направлении от области питания — Пандивереской возвышенности к области разгрузки — Рижскому заливу по линии Раквере — Коону — Коэру — Вяндра — Синди — о. Кихну (см. рис. 30).

Как следует из этих профилей, в направлении от области питания — Пандивереской возвышенности к области разгрузки — Балтийскому морю происходит закономерное изменение химического состава и минерализации подземных вод, выражающееся в переходе от пресных гидрокарбонатно-кальциевых вод к солоноватым хлоридно-натриевым водам.

Указанную выше закономерность приходится допускать с оговоркой, так как наблюдениями за режимом подземных вод были охвачены разные стратиграфические слои разреза. Кроме того, необходимо учитывать относительно небольшое расстояние (немногим более 200 *км*) и фактор изменения литолого-фациального состава пород, выражающиеся в переходе трещиноватых и кавернозных разностей карбонатных пород (в области питания) в плотные мергелистые породы (в области разгрузки). Это существенно сказывается на динамике химизма подземных вод.

Выявленная на профиле закономерность изменения химического состава подземных вод по мере их продвижения от области питания к области разгрузки и циркуляции может быть объяснена не столько процессом проникновения морских вод на современной стадии развития, сколько палеогеографическими условиями формирования подземных вод, когда с погружением под вышележащие слои степень промытости структуры уменьшается. Последнее обстоятельство подтверждают химические анализы вод силурийско-ордовикского водоносного комплекса, использованные для составления гидрохимического профиля и приведенные в табл. 62.

Таблица 62

Химический состав подземных вод силурийско-ордовикского комплекса

Местоположение	Геологический *индекс* водон. компл.	*Интервал опробования, м*	*Минерализация воды, г/л*	Компоненты, *г/л*					
				Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+}+K^{+}$	HCO_3^{-}	SO_4^{2-}	Cl^{-}
Хаапсалу, санаторий . . .	O_2	64—85	0,54	60,0	40,0	352,0	243,0	110,1	50,3
Там же	O_1	132—145	1,78	114,6	80,1	347,3	488,0	223,8	523,4
Пярну, школа .	S_2	26—50	0,65	42,4	27,0	95,9	427,0	—	54,4
Пярну, хлебозавод	S_1	130—173	1,1	63,3	33,0	269,0	347,0	20,0	361,7

Морская вода помимо силурийско-ордовикского водоносного комплекса влияет на химический состав грунтовых вод четвертичного, швентойско-тартуского и пярнуского водоносных комплексов в юго-западной части Эстонии вблизи побережья Рижского залива. На остальной же части площади распространения этих комплексов, а также и саргаевского водоносного комплекса установлен довольно однообразный химический состав подземных вод, преимущественно гидрокарбонатный магниево-кальциевый, реже кальциево-магниевый с минерали-

зацией 0,3—0,5 *г/л*. Формирование подземных вод указанных комплексов происходит в условиях избыточной увлажненности и приурочено к зоне интенсивного водообмена.

Некоторое исключение для верхней зоны представляет пярнуский водоносный горизонт, особенно на юго-востоке Эстонии, где, по данным Л. Б. Паасикиви (1958), в структурной скважине Выру по фильтрату промывочных вод установлен в одном случае их хлоридно-натриевый, а в другом — сульфатный натриево-кальциевый состав, с минерализацией более 2,5 *г/л*. Повышенная минерализация воды — 1,6 *г/л* при смешанном сульфатно-хлоридном кальциево-натриевом составе установлена и в районе г. Валга (скв. Карула). Следовательно, наиболее погруженная часть пярнуского водоносного горизонта, относящаяся к так называемой Выруской депрессии, находится в зоне замедленного водообмена, где формируются воды локально повышенной минерализации и иного химического состава.

В ряде случаев наблюдаются локальные отклонения от общих закономерностей, объясняемые биогеохимическими процессами, влиянием искусственных факторов, обусловленных деятельностью человека, а также процессами обогащения вод различными специфическими компонентами — железом, бромом, йодом, серой, радиоактивными элементами и др. Так, например, указанными факторами объясняется наличие в водах четвертичного и швентойско-тартуского комплексов повышенного содержания железа, нитритов, нитратов и аммиака, иногда сульфатов, а в водах кембро-ордовикского горизонта и кембро-вендского комплекса — локально повышенной радиоактивности, увеличения содержания брома и других компонентов химического и газового состава. В районе Эстонского сланцевого месторождения пестрота химического состава подземных вод ордовикского комплекса и частично кембро-ордовикского горизонта, а также наличие здесь сульфатных вод может быть объяснено процессами окисления сульфидов при разработке месторождения, когда искусственно создается интенсивный доступ кислорода в подземные выработки. Образующиеся при окислении сульфидов серная кислота и продукт ее воздействия на карбонатные породы — углекислый газ реагируют с известняками, активизируя в них карстовый процесс и способствуя более быстрому продвижению зоны окисления в глубь разреза. Таким образом, наличие сульфидов железа и полиметаллов в виде прослоек, включений и вкраплений способствует формированию подземных вод различного химического состава на отдельных участках и, кроме того, увеличению водопроводимости карбонатных пород.

Подведя итог вышеизложенному, следует отметить, что подземные воды верхней гидродинамической зоны свободного водообмена имеют на территории республики широкое распространение. Мощность зоны активного водообмена возрастает в южном направлении, уменьшаясь в западно (в частности на побережье и на островах) вследствие влияни яморских вод на процесс формирования подземных вод.

К нижней зоне — зоне замедленного водообмена — приурочены гдовский водоносный горизонт в северо-восточной части республики, а также кембро-ордовикский и нижележащие — в центральной и южной частях Эстонии. Подземные воды нижней зоны носят напорный и высоконапорный характер. До последнего времени точно не установлено, где располагается область питания кембро-вендского водоносного комплекса. Так, большинство исследователей указывают на возможное наличие такой области на юго-востоке Эстонии и за ее пределами, включая Белорусский выступ фундамента (Верте, *1953—1960*). Некоторые исследователи, в частности Б. Н. Архангельский (1948 г.),

подтверждают предположение А. А. Иностранцева (1885) о наличии частичной области питания на Карельском перешейке в Ленинградской области, где породы кембро-вендского комплекса выходят на поверхность земли под четвертичные отложения.

Первое предположение вызывает сомнение, поскольку залегающие выше кембрийских отложений породы ордовика, ввиду их литолого-фациальной изменчивости, в юго-восточной части Эстонии приобретают водоупорный характер и в этом районе не способствуют питанию нижележащей толщи. Залегающие ниже породы кембро-вендского водоносного комплекса имеют незначительную мощность, порядка 20 *м* (Отепя), и литологически представлены переслаиванием алевролитов и глин. Поэтому при незначительной мощности и слабой водопроводимости эти породы не могут пропустить естественный поток, который имеет место в области разгрузки (южное побережье Финского залива).

Следовательно, для территории Эстонии, где подземные воды кембро-вендского водоносного комплекса преимущественно пресные и комплекс обладает значительной водообильностью, область питания, очевидно, нужно искать в пределах самой территории. Предполагается, что питание кембро-вендского водоносного комплекса осуществляется через многочисленные гидрогеологические окна, которыми могут служить древние погребенные долины, прорезающие в нескольких местах южное побережье Финского залива вплоть до кембрийских песчаников (район г. Таллина, Суурпеа и др.). Ими также являются участки локальных поднятий кристаллического фундамента, где нижняя часть разреза отличается меньшей мощностью или отсутствием некоторых горизонтов в разрезе. К числу таких поднятий относятся, например, Ульястеские купола в северной Эстонии. К гидрогеологическим окнам относятся также многочисленные тектонические нарушения: сбросы и взбросы, зоны дробления которых обеспечивают связь и питание нижележащих водоносных комплексов через вышележащую толщу.

На рис. 46 изображены гидрогеологический и гидрохимический профили кембро-вендского водоносного комплекса, имеющих широтное направление вдоль южного побережья Финского залива по линии Пальдиски — Нарва. На гидрогеологическом профиле четко выражено одно из многих «окон» в районе Суурпеа, через которое происходит подпитывание кембро-вендского водоносного комплекса. Вследствие этого весь разрез северо-западной части, вплоть до Азериского тектонического нарушения, рассматривается как зона интенсивного водообмена, а нижняя часть — как зона замедленного водообмена. Указанное расчленение подтверждается и другими гидрогеологическими характеристиками: пьезометрическими уровнями, химизмом и минерализацией подземных вод.

Наличие высоких пьезометров в крайней юго-восточной и частично в северо-восточной частях республики в некоторой степени подтверждает принадлежность восточной части Эстонии по нижнему этажу к системе Русских артезианских бассейнов, что может быть объяснено (кроме воздействия удаленной области питания на территории Белоруссии) гидравлическим воздействием водной массы всей вышележащей толщи водоносных пород на участках местных возвышенностей.

Наблюдаемые в восточной и юго-восточной частях Эстонии наиболее высокие пьезометрические уровни объясняются стадией палеогидрогеологического развития указанной части бассейна на современном этапе, т. е. стадией седиментационного цикла, когда максимальные гидростатические напоры создаются на участках максимального прогибания и максимальных мощностей отложений под влиянием геостатического напора. Вовлечение указанных водных масс в сферу интенсивного

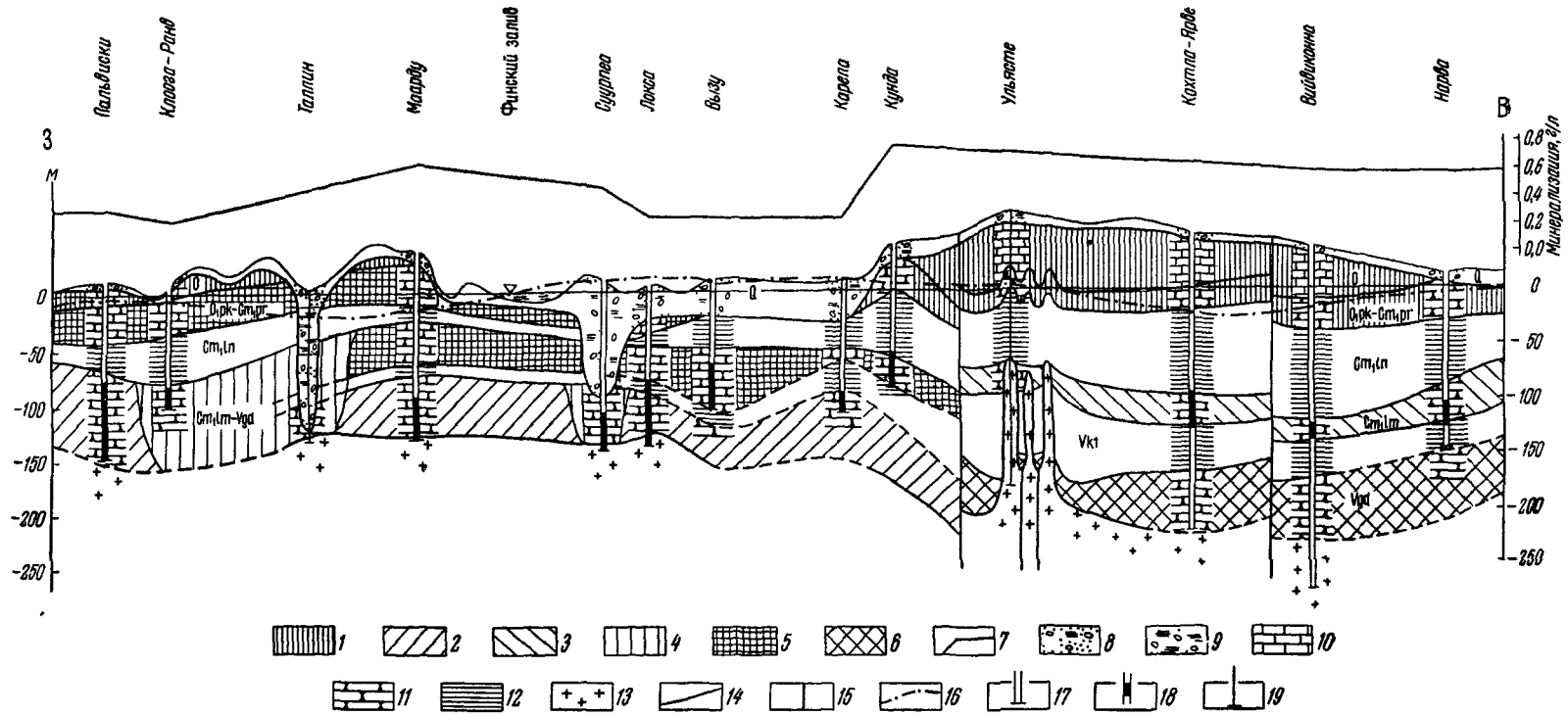


Рис 46 Гидрохимический профиль по линии Пальдиски — Нарва

Гидрохимический тип воды: *1* — гидрокарбонатные кальциево-магниевые или магниево-кальциевые с минерализацией до 0,5 *г/л*; *2* — гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые или натриево-кальциевые с минерализацией до 0,5 *г/л*; *3* — гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией свыше 0,5 *г/л*; *4* — хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией до 0,5 *г/л*, *5* — гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые или гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией до 0,5 *г/л*; *6* — хлоридные натриевые с минерализацией выше 1 *г/л*, *7* — линия минерализации

Литологический состав пород *8* — песок, гравий; *9* — морена; *10* — известняк, *11* — песчаник; *12* — глина; *13* — породы кристаллического фундамента; *14* — геологические границы горизонтов и комплексов (пунктиром проведены условно); *15* — линия тектонического нарушения; *16* — уровень подземных вод кембро-вендского водоносного комплекса; *17* — скважина эксплуатационная на воду, *18* — интервал опробования, *19* — скважина геологическая.

водообмена предопределяется условиями залегания комплексов. Максимальные гидростатические напоры и гидравлические уклоны на инфильтрационном этапе приурочены обычно к местам гипсометрически наивысшего залегания пласта (Карцев, 1963).

Несколько иное положение наблюдается в северо-восточной части Эстонии, где подземные воды ломоносовского водоносного горизонта пресные, а гдовского — солоноватые. Здесь наличие замедленного водообмена может быть объяснено сбросовыми нарушениями (Ахтмеским и др.), которые создают так называемые подземные «экраны» и могут служить для нижнегдовского горизонта подземным водоразделом.

О приуроченности подземных вод гдовского водоносного горизонта в северо-восточной части Эстонии к зоне замедленного водообмена свидетельствуют полученные высокие значения отношений He : Ar = 0,25. (Вийвиконна). По остальной же части северной Эстонии и в г. Таллине это отношение составляет всего лишь 0,02—0,001, что указывает на существование условий зоны интенсивного водообмена. Используя результаты анализов растворенных газов определяют «абсолютный возраст» воды. П. М. Гасс (1958 г.) произвел соответствующие расчеты, сведенные в табл. 63.

Таблица 63

Данные по «абсолютному возрасту» воды кембро-вендского комплекса

Местоположение скважин	Индекс опробуемого водоносного горизонта	„Абсолютный возраст" воды, млн. лет
Вийвиконна	Vgd	17,04
Йыхви	„	10,10
Кохтла-Ярве, коммун. трест .	„	10,33
Тойла, рыбоприемный пункт .	„	8,07
Карепа, пионерский лагерь . .	„	0,46
Высу, дом отдыха	„	0,20
Локса	„	0,54
Виймси	„	0,31
Таллин — Копли	„	1,39
Таллии — Нымме	„	2,77
Пальдиски	„	0,85

Принимая «абсолютный возраст» воды условно в качестве показателя гидрогеологической закрытости недр, можно считать гдовский водоносный горизонт в северо-восточной части находящимся в условиях более затрудненного водообмена и циркуляции по сравнению с центральными и западными участками южного побережья Финского залива. Естественно, что по приведенным выше показателям раскрытость ломоносовского (надляминаритового в Ленинградской области) водоносного горизонта значительно бóльшая.

Распространение зоны замедленного водообмена определяется глубиной вреза Балтийского моря. Средняя глубина его составляет около 200 *м*, наиболее распространенная вблизи Западно-Эстонского архипелага и Финского залива 50—100 *м* и максимальная (Ландсортская впадина) — 459 *м*. При этом учитывается, что дренирующее влияние Балтийского моря и гидрографической сети (как древней, так и современной) распространяется несколько ниже.

На формирование химического состава подземных вод нижней гидродинамической зоны основное влияние оказывают палеогидрогео-

логические условия. В частности, вследствие различных структурных условий степень промытости осадочной толщи не по всей территории была одинакова. Так, северная часть Эстонии, характеризующаяся в настоящее время распространением пресных гидрокарбонатно-хлоридных кальциево-натриевых и натриевых вод, очевидно, располагалась в гипсометрически выше и находилась таким образом ближе к области питания. Поэтому она относительно хорошо промыта, за исключением северо-восточной, более углубленной части. По-видимому, при большом разбавлении определенную роль играют процессы глубокого разрушения отдельных сложных минералов, содержащихся в породах. В частности, довольно широко идут реакции выветривания различных полевых шпатов по схемам:

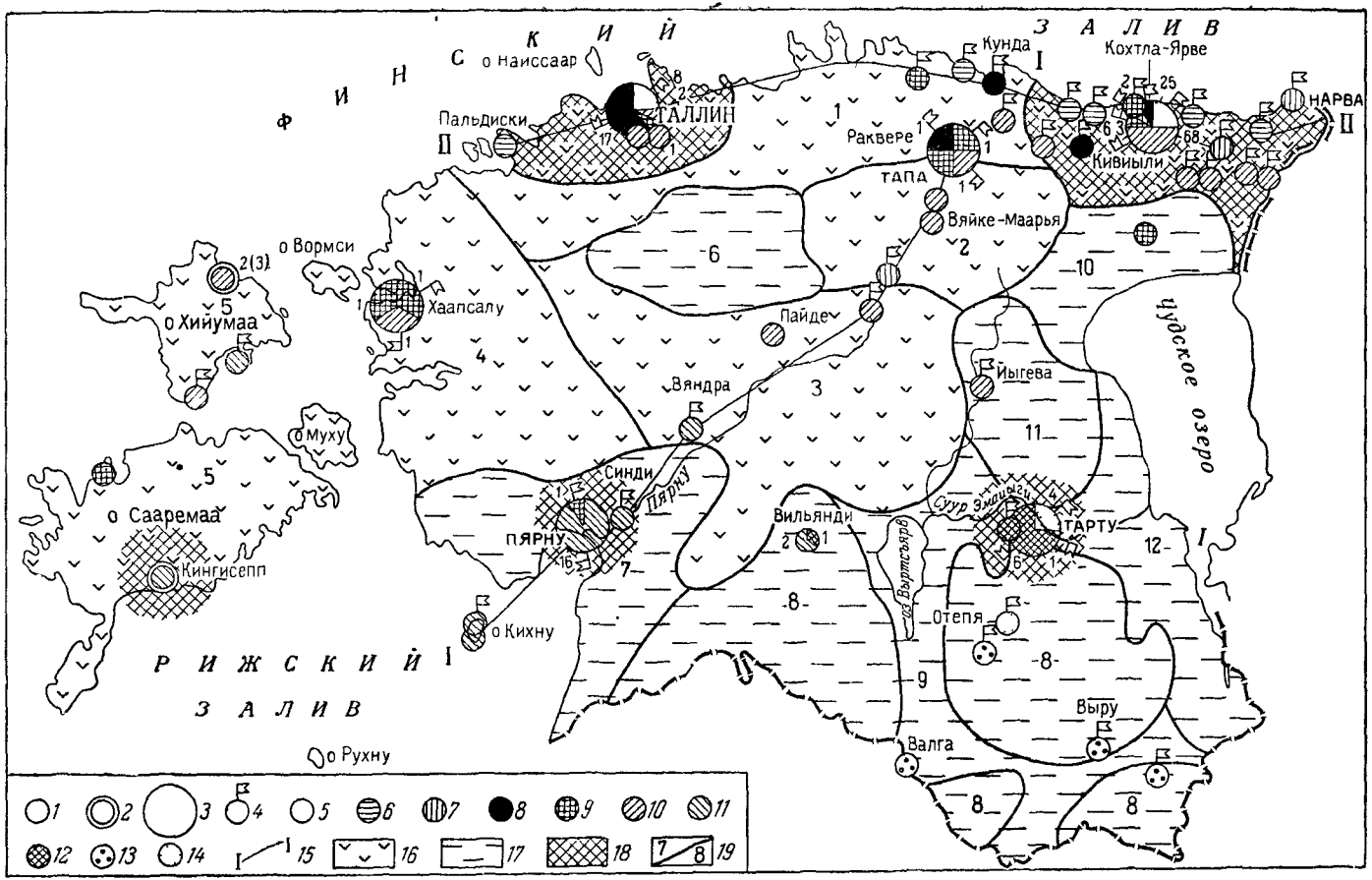
$$CaAl_2Si_2O_8 + 2CO_2 + 2H_2O \rightarrow Ca + 2HCO_3^- + H_2Al_2Si_2O_8$$
$$Na_2Al_2Si_6O_{16} + 2CO_2 + 2H_2O \rightarrow 2Na + 2HCO_3 + 4SiO_2 + H_2Al_2Si_2O_8$$

Образующийся таким образом кальций поступает в обменные реакции с поглощенным натрием пород, так что в конечном итоге разрушение кальциевых полевых шпатов также может привести к формированию гидрокарбонатно-натриевого состава вод. Южная часть Эстонии, расположенная на пониженных участках рельефа, характеризуется более медленными темпами водообмена и формированием вод хлоридно-натриевого состава с повышенной минерализацией.

Таким образом, в Эстонии существуют исключительно благоприятные современные климатические условия для накопления больших запасов пресных подземных вод в мощных толщах карбонатных и терригенных пород. Довольно значительные амплитуды абсолютных высотных отметок (средние 100—150 *м*, максимальные до 500 *м*) областей питания и разгрузки благоприятствуют появлению высоких гидростатических напоров, что в свою очередь создает благоприятные условия для хорошей промытости геологической структуры и формирования на большей части территории мощной зоны пресных подземных вод (до 150—250 *м* и более). Исключение из общей закономерности представляют морские прибрежные районы и острова, а также нижний этаж водоносных толщ, где обратная гидрохимическая зональность объясняется локальными гидрогеологическими условиями (в частности, влиянием морских вод и особенностями геоструктурного, литологофациального и гидродинамического порядка).

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В основу гидрогеологического районирования территории республики по характеру формирования подземных вод взяты следующие режимообразующие факторы: климат (преимущественно осадки и их распределение), схема геоморфологического районирования и изменение гидрологических характеристик стока, а также степень гидравлической взаимосвязи отдельных водоносных горизонтов. Исходя из вышеизложенного с учетом гидрогеологического строения описываемого района и условий формирования подземных вод, произведено предварительное разделение территории республики с учетом преобладающего влияния того или иного фактора по следующим типам режима: климатический, гидрологический и искусственный (рис. 47). Первые два типа могут быть объединены в группу естественного природного режима, хотя это понятие для территории, где столь широко используются подземные воды, является несколько условным. Фактически это слабо нарушенный


Ф И Н С К И Й З А Л И В
о Наиссаар
Кунда
Кохтла-Ярве
НАРВА
Пальдиски
ТАЛЛИН
Раквере
Кивиыли
ТАПА
Вяйке-Маарья
о Вормси
о Хийумаа
Хаапсалу
Пайде
Вяндра
Йыгева
Чудское озеро
о Муху
о Сааремаа
Кингисепп
Синди
Пярну
ПЯРНУ
Вильянди
Сыгр Эмаярв
ТАРТУ
Отепя
Выру
Валга
о Кихну
Р И Ж С К И Й З А Л И В
о Рухну

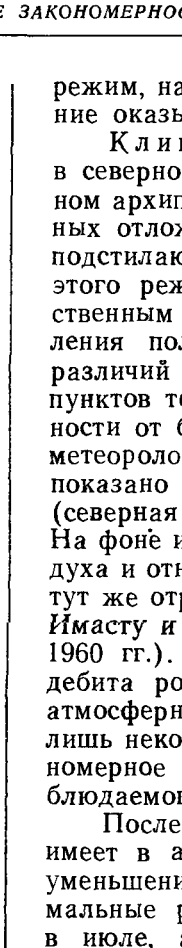


Рис. 47. Схематическая карта расположения наблюдательной сети для изучения режима подземных вод и районирования по типам режима
I — Типы наблюдательных точек: *1* — одиночные; *2* — групповые; *3* — наблюдательные посты крупных водозаборов; цифры возле знака — количество наблюдательных точек на данный водоносный горизонт. *4* — действующие наблюдательные точки; *5* — недействующие (ликвидированные) наблюдательные точки
II — Принадлежность наблюдательной точки к тому или иному водоносному комплексу или горизонту; *6* — гдовскому; *7* — ломоносовскому; *8* — кембро-вендскому нерасчлененному; *9* — кембро-ордовикскому; *10* — ордовикскому; *11* — силурийскому; *12* — пярнускому (совместно с силурийским); *13* — швентойско-тартускому; *14* — четвертичных отложений; *15* — линия гидрохимического разреза
III — Типы режима: *16*—климатический; *17*—гидрологический; *18*—искусственный
IV — Прочие знаки: *19* — граница выделенных по типу районов

режим, на формирование которого преобладающее влияние оказывают естественные факторы.

Климатический тип режима распространен в северной и центральной частях Эстонии и на Западном архипелаге, т. е. в районах, где мощность четвертичных отложений не обеспечивает надежной изоляции от подстилающих водоносных комплексов. Вследствие этого режим грунтовых вод находится под непосредственным влиянием режима осадков и времени наступления положительных температур. Для иллюстрации различий в метеорологических элементах отдельных пунктов территории в зависимости от высоты и удаленности от берега моря на рис. 5 изображен годовой ход метеорологических элементов по двум постам. Там же показано изменение модуля стока северной реки Кейла (северная Эстония), р. Вяйке-Эмайыги (южная Эстония). На фоне изменения месячных осадков, температуры воздуха и относительной водоносности рек (в *л/сек* с 1 *км*^{2}) тут же отражено изменение суммарного стока родников *Имасту и Коновере (в виде среднего дебита за 1959* и 1960 гг.). На графике видно, что характер изменения дебита родников в общих чертах сходен с режимом атмосферных осадков и поверхностного стока. Отмечено лишь некоторое запаздывание этого дебита и более равномерное распредление его относительно режима, наблюдаемого на реках.

После зимней межени дебит родников возрастает и имеет в апреле наибольшую величину. После резкого уменьшения поверхностного стока в мае и июне минимальные расходы рек наблюдаются уже в июне или в июле, а уменьшение дебита родников происходит очень медленно и плавно, достигая наименьшего значения только в октябре — ноябре. Сток рек имеет второй максимум в ноябре, сток родников — в декабре.

Сток карстовых родников (по которым имеются сведения) изменяется по месяцам подобно хорошо зарегулированным озерам речного стока. Влияние климатических факторов на речной и родниковый сток наблюдается по мере изменения сезонов года: год графиков осадков, температуры воздуха и поверхностного стока однородный (синхронный) в зимние месяцы (с ноября по апрель). При максимальном увеличении осадков в августе, а температуры воздуха — в июле наблюдается уменьшение речного и родникового стока, а затем во второй половине лета и осенью — увеличение речного стока; с мая по ноябрь изменение графиков стока происходит обратно изменению графиков осадков и температуры.

Несмотря на обилие осадков летом июнь — октябрь они расходуются на испарение и транспирацию. Поэтому расходы рек обычно минимальные. Истощение родникового стока наблюдается осенью и зимой.

Таким образом, климатический режим подземных вод, обусловленный атмосферными осадками и температурным режимом, характеризуется двумя максимумами: первый в апреле и второй в ноябре — декабре. Весен-

ний подъем обусловлен переходом температур от отрицательных к положительным. Аналогичный характер уровенного режима, установленный по единичным точкам наблюдений, позволяет предполагать, что общий ход режима подземных вод описываемого района в первую очередь зависит от климатических факторов, т. е. питание происходит преимущественно за счет атмосферных осадков, а поэтому может быть отнесен к группе климатического. Однако следует отметить, что на отдельных площадях, где четвертичные отложения имеют несколько большую мощность и содержат слабоводопроницаемые прослойки, на первое место в схеме формирования режима подземных вод становятся гидрогеологические факторы режима. (Низовье р. Казари, о-в Сааремаа).

Таблица 64

Характеристика некоторых показателей режима

Наименование поста	Атмосферные осадки			Многолетние характеристики уровня и расхода воды				
							амплитуда	
	количество, *мм*	количество максимумов	время максимумов	количество подъемов	время подъемов	норма расхода, *м³/сек*	уровней, *м*	расходов, *м³/сек*
Кейла, река Кейла . . .	625	1	VIII—IX	2	IV, XI	6,4	2,3	36,0
Люганусе, Пуртсе . . .	625	1	VII—VIII	2	IV, XI	6,6	3,0	42,0
Касари, Касари	625	1	VIII	2	IV, IX—XII	25,0	2,7	129,0
Орекюла, Пярну	625	1	VII—VIII	1	IV—V	48,5	5,7	336,0
Тырва, Палья	575	1	VII—IX	1	IV	6,5	2,8	36,0
Квиссенталь, Суур-Эмайыги	575	1	VII—IX	1	IV—XI	57,0	3,8	224,0
Петсери, Пиуса	625	1	VIII—IX	1	IV	4,9	2,8	19,0
Коновере, Мустйыги . .	675	1	IX—X	1	IV	9,4	3,6	46,0
Ранну-Йыэсуу (на ЮВ берегу оз. Вырtсъярв)	575	1	IX	1	IV	—	1,5	—
Суур-Эмайыги Тыллисте, Вяйке-Эмайыги .	625	1	IX	1	IV, XI	8,6	4,8	51,0
Тйирикоя, Чудское озеро	625	1	VIII—IX	1	—	—	0,6	—

Гидрологический тип режима охватывает западный склон Пандивереской возвышенности (Воозе-Паункюлакскую возвышенность) и всю южную и восточную Эстонию. В отличие от описанного выше режима, гидрологический тип характеризуется хорошо выраженным уровенным максимумом в апреле (табл. 64). Этот максимум обусловлен весенним снеготаянием, когда скопившиеся на возвышенностях запасы снега влияют на создание высоких уровней и значительных расходов в реках. Подъемы уровней подземных вод как при первом, так и при втором типах режима, как правило, наступают с запозданием на 10—30 дней, в зависимости от глубины залегания исследуемого водоносного горизонта и литологического состава покрывающей толщи. Летний максимум осадков, как и в первом случае, резко выраженных подъемов уровня грунтовых вод не вызывает, а способствует увлажнению породы и накоплению запасов влаги. Осенние осадки, которые по абсолютной величине на большей части описываемого района несколько меньше, чем на побережье, вызывают плавный подъем уровней без резко выраженных осенних максимумов. Описанный ход уровенного режима обусловлен, помимо гидрологического (поверхностного) питания, в первую очередь гидрогеологическим фактором (водопроводи-

мостью пород). Влияние геоморфологического фактора как при первом, так и при втором типах режима проявляется в более значительных величинах амплитуд колебаний на возвышенностях по сравнению с пониженными участками рельефа. Безусловно, характер уровенного режима сказывается и на химическом составе подземных вод, снижая минерализацию их при максимальных уровнях и увеличивая ее в летний период. Исходя из режимообразующих факторов, оказывающих в целом прямое или косвенное влияние на формирование режима подземных вод (имеются в виду зоны интенсивного водообмена), описанные выше по типам режима области могут быть разделены на более мелкие единицы — районы. Так, на территории, характеризующейся климатическим типом режима, для формирования своеобразного микрорежима имеются предпосылки в виде пяти условно выделенных районов: 1) Северо-Эстонское плато; 2) Пандивереская возвышенность; 3) юго-западный склон Пандивереской возвышенности; 4) Западно-Эстонская низменность; 5) Западно-Эстонский архипелаг. На территории, характеризующейся гидрологическим типом режима, соответственно выделено семь районов: 6) Воозе-Паункюлаская возвышенность; 7) Пярнуская низменность; 8) возвышенности Сакала, Отепя, Карула и Хаанья; 9) низина между возвышенностями Сакала—Отепя—Хаанья—Карула; 10) северо-западное и северное побережье Чудского озера; 11) район Тартуского друмлинового поля; 12) западное побережье Чудского и Псковского озер.

Подводя итог характеристике группы естественного природного режима, необходимо кратко остановиться еще на одном моменте — на цикличности стока. Как было сказано выше, разнообразие режима поверхностного стока в Эстонии в значительной мере зависит от климатических факторов (рис. 48).

Чудское озеро с площадью водосбора 47 800 *км*^{2} является примером водности северо-западной части СССР. Река Пярну с площадью водосбора 5180 *км*^{2} служит показателем стока в условиях западной Эстонии. Приведенная кривая охватывает как многоводные 1922—1932 гг., так и маловодные 1933—1952 гг. и образует более или менее замкнутый цикл с продолжительностью в 30—35 лет. Интегральная кривая отклонения средних годовых уровней от среднего многолетнего показывает, что даже самый длинный ряд наблюдений над уровнем (водностью) на территории республики не охватывает полного большого периода колебаний солнечной активности (чисел Вольфа), который, по данным В. Г. Андреанова (1959 г.), оценивается в 80—90 лет. Малые 11-летние периоды колебаний уровня прослеживаются недостаточно четко. Участки интегральной кривой с наклоном вверх соответствуют многоводным циклам, а с наклоном вниз — маловодным. Исходя из разностной интегральной кривой чисел Вольфа, которая должна иметь очередной максимум в 1968 г., Т. Ф. Эйпре, высказывает предположение об общем направлении спада, т. е. о пониженных значениях водности на ближайшие годы.

Не вызывает сомнения, что приведенная цикличность имеет место и при формировании подземного стока. Подтверждение этого требует дальнейших длительных режимных исследований.

Искусственный тип режима подземных вод имеет распространение в той или иной степени на всей площади республики, где проводятся мероприятия, связанные с понижением уровня подземных вод (водоснабжение, мелиорация, карьерный и шахтный водоотлив). Однако на схеме (см. рис. 47) выделена только площадь распространения влияния искусственного режима, носящего региональный характер, а также районы некоторых крупных водозаборов.

ПОДЗЕМНЫЙ СТОК

Атмосферные осадки расходуются на сток, испарение и инфильтрацию. Абсолютная величина тех или иных членов общего водного баланса определяется местоположением и природными условиями района. Например, количество воды, стекающей по дневной поверхности в открытые водоемы и водотоки, зависит от рельефа местности, расти-

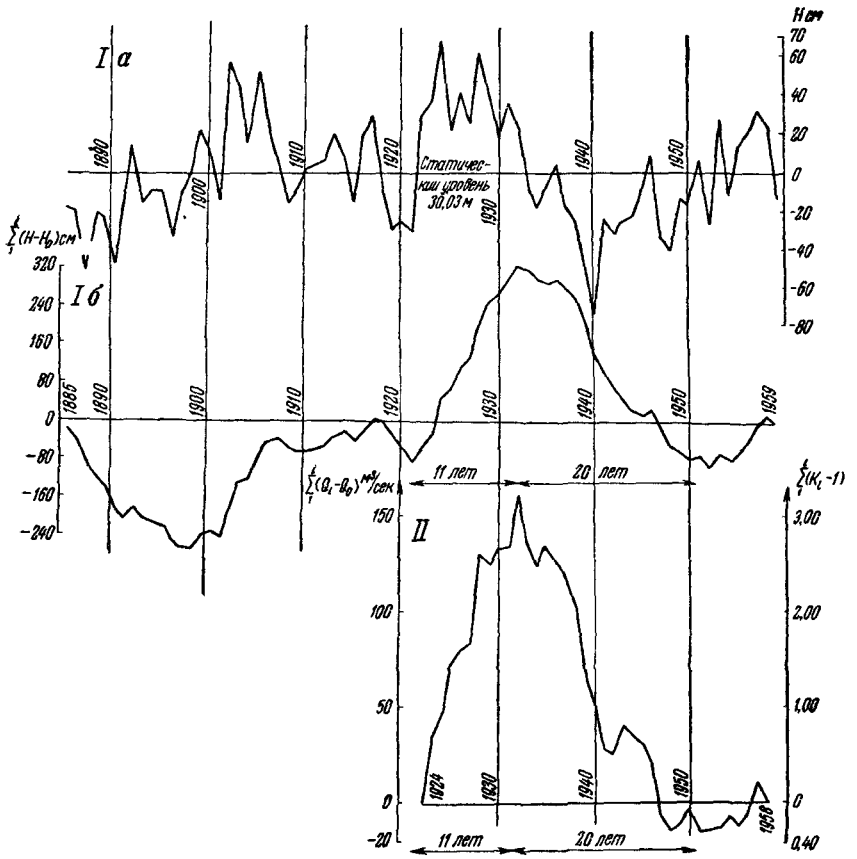


Рис. 48. Кривые цикличности поверхностного стока (по Т. Ф Эйпре)
Озеро Чудское, пост Муствеэ (период 1885—1959 гг.)· Iа — отклонение средних годовых уровней от среднего многолетнего уровня (*см*); Iб — интегральная кривая отклонений средних годовых уровней от среднего многолетнего уровня
Река Пярну, пост Орекюла (период 1922—1958 гг.)· II интегральная кривая отклонений расходов — среднегодовых от среднемноголетних (Q_0=49,9 *м³/сек*), или разностная интегральная кривая модульных коэффициентов

тельности, состава горных пород и климатических условий. В районах с сильно расчлененным рельефом (например, возвышенные участки территории республики) поверхностный сток значительно больше, чем в районах со спокойным рельефом (западная Эстония); в районах, сложенных водонепроницаемыми породами, величина поверхностного стока больше, чем в районах развития водопроницаемых пород и т. д. (рис. 48). Общий модуль стока включает модули поверхностного и подземного стока. Подземный сток в реки осуществляется круглогодично, причем наиболее отчетливо это проявляется в зимнее и летнее время, когда при длительном отсутствии осадков река получает питание в основном за счет подземных вод. Своеобразными проявлениями подземного стока на поверхности земли являются родники. В Эстонии на-

считывается около 1000 родников, которые в основном имеют очень малый дебит (менее 1 *л/сек*). Лишь в области распространения карста, в особенности на склонах Пандивереской возвышенности, известно 16 мощных родников с дебитом более 100 *л/сек* каждый. Область распространения карста в центре Пандивереской возвышенности имеет абс. отметку 100—150 *м*, а выход родников наблюдается на высоте 60—100 *м* над уровнем моря. Область питания родников располагается иногда на 50—70 *м* выше их выхода (Эйпре, 1963).

Максимальные значения среднемноголетних модулей подземного стока, составляющие 5—6 *л/сек* 1 *км*^{2}, приурочены к Пандивереской возвышенности. Наименьшими значениями среднемноголетних модулей — от 1,5 до 2,5 *л/сек* 1 *км*^{2} — характеризуется западная часть Эстонии и острова. В южной части Эстонии, приуроченной к области распространения песчано-глинистых разностей пород, наблюдаются относительно незначительные колебания величины модулей среднегодового стока — от 2,5 до 3,5 *л/сек* 1 *км*^{2}. В целом общий расход подземного стока зоны активного водообмена в систему дрен Балтийского моря составляет 121 *м*^{3}*/сек*.

Изменение величин средних минимальных (среднемесячных) модулей подземного стока на территории республики приведено в картесхеме (см. рис. 50). Порядок уменьшения значений модулей следующий: на Пандивереской возвышенности 3—3,5 *л/сек* 1 *км*, в западной части Эстонии и на островах 0,5—1 *л/сек* 1 *км*^{2}. Относительно более стабильна южная Эстония, характеризующая значением средних минимальных модулей 2—3 *л/сек* 1 *км*^{2}. Общий средний минимальный подземный сток составляет 62,5 *м*^{3}*/сек*.

Коэффициент подземного стока, характеризующий отношение годового количества осадков, идущих на подземный сток, к общему количеству осадков, выпадающих в год, изменяется от 25% на Пандиверской возвышенности до 10% и менее в западной Эстонии (Павлова, 1963). По Т. Ф. Эйпре, этот коэффициент для территории Эстонии принимается равным 14%. Ниже в качестве сравнения приводится расчет подземного стока по упрощенному общебалансовому методу. Исходя из нормы атмосферных осадков, составляющей для территории Эстонии 650 *мм/год*, из среднего значения величины коэффициента поверхностного стока 0,4 и из соотношения поверхностного и подземного стока 2 : 1, будем считать долю атмосферных осадков в подземном стоке равной 87 *мм/год*. Переход от величины слоя стока к объему подземного стока производится по формуле:

$$Q_n = \frac{J_n \cdot F}{0{,}001} \frac{87 \cdot 45\,200}{0{,}001} = 393 \cdot 10^7 \text{ м}^3\text{/год} \sim 125 \text{ м}^3\text{/сек},$$

где Q_n — объем подземного стока с территории республики, *м*^{3}*/год*;
J_n — слой подземного стока, *мм/год*;
F — площадь территории республики, *км*^{2}.

Таким образом, величина подземного стока зоны активного водообмена, рассчитанная по упрощенному общебалансовому методу (125 *см*^{3}*/сек*), сходна с величиной, полученной по методу Б. И. Куделина (121 *м*^{3}*/сек*). В расчетную цифру, полученную по общебалансовому методу, не вошла величина подземного стока зоны замедленного водообмена. Но поскольку эта величина характеризуется относительно невысокими значениями (например, расход по кембро-вендскому водоносному комплексу по южному побережью Финского залива равен 1,2 *м*^{3}*/сек*), то в целом порядок величины подземного стока, полученной по этим двум методам, остается тем же.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Территория Эстонии входит в состав Прибалтийского артезианского бассейна. Граница указанного бассейна на западе и севере проводится по линии контакта пород нижнего палеозоя с гранитами и гнейсами Балтийского щита, и таким образом артезианский бассейн совмещается с Прибалтийской синеклизой.

Восточная граница проводится Н. И. Толстихиным по Чудскому и Псковскому озерам через Локновский выступ фундамента и далее на юг, в направлении Литовско-Белорусского поднятия фундамента до района г. Минска. Далее она следует в западном направлении на города Лида и Гродно до государственной границы СССР и Польской Народной Республики. Высказывания Н. И. Толстихина и А. И. Верте (1962) свидетельствуют о том, что вал меридионального простирания, на северном конце которого располагается Тойла-Онтикаское поднятие (с поднятием кристаллического фундамента относительно района Нарвы на 40—53 *м*), можно считать границей между Прибалтийским и Русским артезианскими бассейнами. По схеме районирования, предложенной ВСЕГИНГЕО, восточная граница Прибалтийского артезианского бассейна проводится несколько восточнее Чудского и Псковского озер.

Районирование Эстонии соответствует наличию на ее территории отдельных гидрогеологических структур.

По мнению И. К. Зайцева, гидрогеологический район — это участок, обладающий общностью условий формирования и распространения подземных вод определенного типа. Основой гидрогеологического районирования для крупных регионов является геологическая структура. Это обусловлено тем, что среди комплекса факторов, влияющих на формирование подземных вод в земной коре, структуры являются как бы емкостями (бассейнами) для накопления подземных вод.

Применительно к территории Эстонии геологическая структура приобретает определенную роль в формировании подземных вод только для нижних, наиболее глубоко залегающих водоносных комплексов, для которых геоструктурные элементы создают относительные водоразделы подземного стока.

При установлении границы между структурами I порядка (на востоке — между системой Русских артезианских бассейнов и на западе — системой Прибалтийских артезианских бассейнов) за основу взято наличие в рельефе фундамента отдельных структур — впадин и выступов. Кроме того, учтено наличие неодинаковых условий осадконакопления в восточной и западной частях республики, обусловленных существованием в то время в этих частях бассейнов различных палеогеографических условий. Вследствие этого Центрально-Эстонская зона поднятия (Мустйыги, 1964), приуроченная к плоскому выступу фундамента и являющаяся границей раздела между бассейнами с различными условиями осадконакопления, условно принята за границу между артезианскими бассейнами I порядка. При этом местами граница гидрогеологической структуры может проходить по крупным тектоническим нарушениям — взбросам со значительной амплитудой смещения блоков. Это, в частности, относится к границе распространения Азерского и других тектонических нарушений, которые наряду с местными поднятиями, по всей вероятности, создают подземный «экран» для вод гдовского водоносного горизонта в северо-восточной Эстонии. Такое положение подтверждается наличием там относительно резкой гидрохимической азональности.

К северо-западу от Центрально-Эстонской зоны поднятия располагается выделенный нами в качестве самостоятельной единицы собственно южный склон Балтийского щита и к юго-западу — Лифляндский артезианский бассейн II порядка. Обе структуры относятся к системе Прибалтийских артезианских бассейнов I порядка. К востоку от Центрально-Эстонской зоны поднятия располагается Ленинградский артезианский бассейн II порядка, входящий, по Б. Н. Архангельскому (1963), в систему Русских артезианских бассейнов I порядка (табл. 65 и рис. 49). Южной границей, отделяющей Лифляндский и Ленинградский бассейны от Латвийского артезианского бассейна II порядка, является Вальмиеро-Мынисте-Локновское поднятие кристаллического фундамента.

Возможность такой интерпретации распространенных на территории Эстонии гидрогеологических структур для нижнего этажа водоносных комплексов и горизонтов (кембро-вендский, частично кембро-ордовикский) подтверждается не только геологическими, но и гидродинамическими и гидрохимическими данными, о чем было более детально сказано выше.

Дальнейшее, более дробное гидрогеологическое районирование, в частности выделение районов III порядка, произведено по орографическому принципу. При этом учитывается, что поверхностный и подземный водоразделы совпадают.

За основу выделения гидрогеологических районов IV порядка взято распространение того или иного водоносного горизонта, имеющего, как правило, свои качественные и количественные отличия. При

Таблица 65

Схема гидрогеологического районирования территории Эстонии

Районы I порядка	Районы II порядка	Районы III порядка, приурочениые к бассейнам поверхностного стока			Районы IV порядка
		Финского залива	Рижского залива и проливов Балтийского моря	Чудского и Псковского озер	
Прибалтийская система артезианских бассейнов	Южный склон Балтийского щита	+	+	—	1—3 — бассейн Финского залива 4—6 — Рижского залива и проливов 7 — Чудского и Псковского озер
	Лифляндский артезианский бассейн	—	+	+	8—10 — Рижского залива, проливов и Балтийского моря 11—12 — Чудского и Псковского озер
	Латвийский артезианский бассейн	—	+	—	13 — Рижского залива
Русская система артезианских бассейнов	Ленинградский артезианский бассейн	+	—	+	14—15 — Финского залива 16—19 — Чудского и Псковского озер

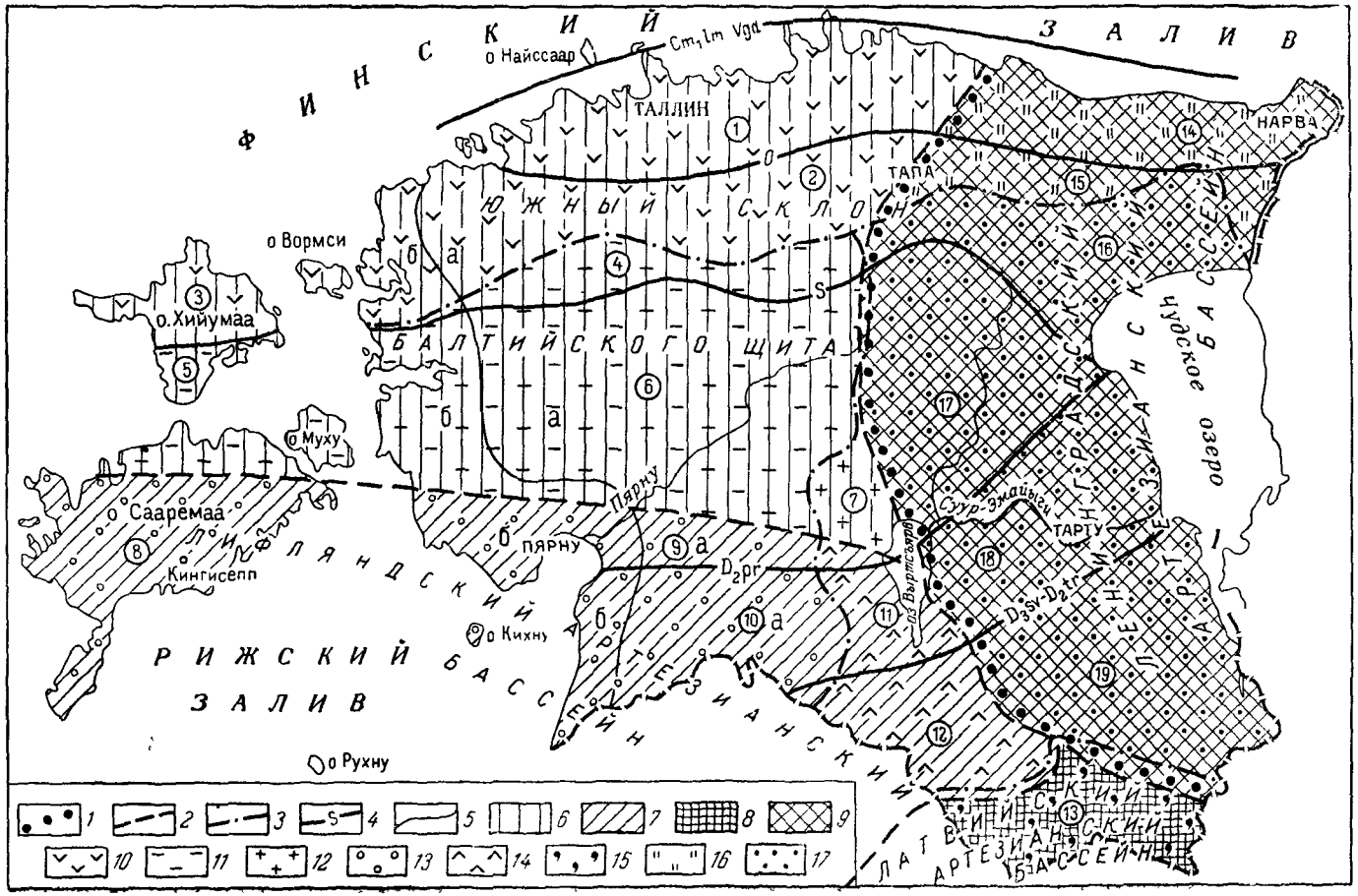

Ф И Н С К И Й
З А Л И В
о Найссаар
Cm₁lm Vg
ТАЛЛИН
НАРВА
ТАПА
Ю Ж Н Ы Й С К Л О Н
о Вормси
о.Хийумаа
Б А Л Т И Й С К О Г О Щ И Т А
о Муху
о Сааремаа
Кингисепп
Пярну
ПЯРНУ
Суур-Эмайыги
ТАРТУ
Чудское озеро
Л И В С К И Й
о Кихну
Р И Ж С К И Й Б А С С Е Й Н
З А Л И В
о Рухну
Д З Ы Т А Р С К И Й
Л А Т В И Й С К И Й А Р Т Е З И А Н С К И Й Б А С С Е Й Н

Рис. 49. Схематическая карта гидрогеологического районирования

Границы гидрогеологических структур: *1* — между системой Прибалтийских артезианских бассейнов I порядка —(к западу) и Русской системой артезианских бассейнов I порядка (к востоку); *2* — граница структур II порядка; *3* — III порядка; *4* — IV порядка (она же граница водоносного комплекса); *5* — между подрайонами. Площади распространения гидрогеологических структур № порядка: *6* — южного склона Балтийского щита; *7* — Лифляндского артезианского бассейна; *8* — Латвийского; *9* — Ленинградского. Распространение структур III порядка *А* — южный склон Балтийского щита: *10* — приурочены к бассейну Финского залива; *11* — Рижского залива и проливов Балтийского моря; *12* — Гдовского и Псковского озер

Б — Лифляндский артезианский бассейн: *13* — приуроченные к бассейну Рижского залива и проливов; *14* — то же, к бассейнам Чудского и Псковского озер

В — Латвийский артезианский бассейн: *15* — приуроченные к бассейну Рижского залива

Г — Ленинградский артезианский бассейн. *16* — приуроченные к бассейну Финского залива; *17* — Чудского и Псковского озер (в кружках на карте даны номера гидрогеологических районов IV порядка и подрайонов)

этом особое внимание обращалось на практическую сторону вопроса, т. е. на выделение в том или ином районе основного водоносного комплекса или горизонта, которые могут быть рекомендованы в качестве источника централизованного водоснабжения городов и наиболее крупных поселков республики. На прилагаемой карте-схеме распространение их выделено особо, с учетом практической значимости горизонта или комплекса. Так, в северной части Эстонии основным источником централизованного водоснабжения является кембро-вендский водоносный комплекс порово-трещинно-пластовых вод, а к югу — в районе Северо-Эстонского водораздела — ордовикский водоносный комплекс трещинно-карстово-пластовых вод. Для большей части центральной и западной Эстонии, а также для островов может быть рекомендован силурийский водоносный комплекс трещинно-карстово-пластовых вод. В южной Эстонии, в полосе Вильянди — Тарту рекомендуется пярнуский водоносный горизонт порово-трещинно-пластовых вод, эксплуатируемый нередко совместно с силурийским, и, наконец, на крайнем юго-востоке Эстонии в качестве источника централизованного водоснабжения может быть рекомендован швентойско-тартуский водоносный комплекс порово-трещинно-пластовых вод. Поровые воды четвертичного водоносного комплекса имеют повсеместное распространение. Практическая значимость этого комплекса, исходя из литологии и мощности его, не везде равноценна.

На западном побережье Эстонии в гидрогеологических районах IV порядка выделены подрайоны по принципу распространения влияния морских вод, т. е. по мощности зоны пресных вод.

Ниже приведено краткое гидрогеологическое описание выделенных артезианских бассейнов и районов II и III порядков.

Южный склон Балтийского щита выделен в качестве самостоятельной таксономической единицы II порядка по геоструктурному признаку и вытекающим из этого отличиям гидрогеологического порядка. Занимает он большую часть северной, северо-западной и западной частей территории республики.

Главным отличием выделенного гидрогеологического района является его относительно высокая степень промытости. Так, северный склон Северо-Эстонского водораздела, условно отнесенный при дальнейшем более дробном расчленении к гидрогеологическому району III порядка, характеризуется одноэтажным строением гидрогеологического разреза, т. е. весь разрез, включая верхнюю выветрелую часть кристаллического фундамента, относится к зоне свободного водообмена. К югу от этого водораздела постепенно начинает проявляться характер двухэтажного строения водоносной толщи, при которой верхняя часть разреза вплоть до регионального водо-

Таблица 66

Краткая характеристика гидрогеологических районов

Номер гидрогеологического района	Подрайоны	Мощность зоны пресных вод	Величина нормы подземного стока, *л/сек* на 1 *км*	Централизованного водосиабжения					Сельскохозяйственного водосиабжения				
				Название водоносного горизонта или комплекса	Гидравлическая изолированность	Глубина кровли, *м*	Глубина уровня, *м*	Дебит, *л/сек*	Название водоносного горизонта или комплекса	Гидравлическая изолированность	Глубина кровли, *м*	Глубина уровня, *м*	Дебит, *л/сек*
1		180—230	1,5—3	Четвертичный (локально для технического водосиабжения)	Ненадежная	0—8	1—5	более 100					
				Кембровендский	Преимущественно надежная	50—200	10—50	2—16	Ордовикский	Ненадежная	0—10	Самоизлив—5	1—16
2	а	200—250	1,5—5	Ордовикский	Локально надежная	2—30	Самоизлив—10	1,5—6	Кембро-ордовикский	Надежная	10—100	0—20	1,5—5
				Кембро-ордовикский	Надежная	80—130	0—40	3—9	Ордовикский	Локально надежная	2—30	Самоизлив—10	1,5—6
	б	до 100	1,5—2	Ордовикский	Неиадежная	0—5	0—5	3	„	Ненадежная	0—5	0—5	3
3		до 100	до 1,5	То же	Локально надежная	5—100	Самоизлив—10	3—3,6	„	Локально надежная	5—100	Самоизлив—10	3—3,6
4		220—350	3—5	„ „	То же	20—80	„ —10	3—9	„	То же	20—80	„ —10	3—9
5		до 100	1,5—2	Силурийский	„ „	0—5	„ —5	0,5—3,5	Силурийский	„ „	0—5	„ —5	0,5—3,5
6	а	250—350	1,5—3	То же	„ „	0—30	„ —10	4—7	„	„ „	0—30	„ —10	4—7
	б	до 100	1,5—2	„ „	Ненадежная	0—20	„ —10	3—7	„	Неиадежная	0—20	„ —10	3—7
7		300—400	1,5—3	„ „	Надежная	20—90	„ —30	1—8	„	Надежная	20—90	„ —30	1—8
8		до 100	1,5—2	„ „	Локально надежиая	0—5	„ —5	0,5—4	„	Локально надежная	0—5	„ —5	0,5—4
9	а	150—270	1,5—3	„ „	То же	10—50	„ —10	4—5	„	То же	10—50	„ —10	4—5
	б	до 100	1,5—2	„ „	Надежная	10—50	„ —10	4	„	Надежная	10—50	„ —10	4
10	а	300—400	1,5—2,5	Пярнуский	„	40—190	„ —35	2—7	Швентойско-тартуский	Локально надежная	0—23	0—21	0,02—5
	б	до 100	1,5—2	„	„	30—160	„ —2	7—10	Пярнуский	Надежная	30—160	Самоизлив—2	7—10
11		350—420	~3	„	„	0—180	„ —20	2,7—4,4	Швентойско-тартуский	„	0—20	0—20	3
12		200—300	~3	Швеитойско-тартуский	„	9—115	5—15	2,5—3,5	Четвертичный	„	0—5	1—3	0,2—1
13		250—350	~3	То же	Надежная	20—105	3—45	4—5	Саргаевский	„	0—104	Нет сведений	1,8
14		150—220	2—3	Четвертичный—локально	Ненадежная	0—8	2—4	более 100	Ордовикский	Ненадежная	0—5	0—10	3
				Кембровендский	Преимущественно иадежная	50—200	30—80	1—14	Кембро-ордовикский	Преимущественно надежная	10—100	0—20	2—7
									Ордовикский	Локально надежная	0—15	0—10	1—3
15		220—330	2—3	Кембро-ордовикский	Надежная	50—150	0—20	2—5	„	То же	0—15	0—10	1—3
16		250—350	1,5—3	Ордовикский	Локальио надежная	0—20	0—10	0,5—3,5	Четвертичный, ордовикский	„ „	0—20	0—10	0,5—3,5
17		350—450	3	Силурийский	То же	0—50	Самоизлив—10	5—8	Четвертичный, силурийский	„ „	0—50	Самоизлив—10	5—8
18		350—430	3	Четвертичный—локально	Ненадежиая	0—5	2—5	более 100					
				Пярнуский	Надежная	0—185	Самоизлив—21	4—7	Швентойско-тартуский	„ „	0—60	0—20	0,5—3
19		250—300	3	Швентойско-тартуский	Преимущественно надежная	2—65	2—20	1,3—8	То же	„ „	0—80	0—20	1,3—8

упора — лонтоваского горизонта относится к зоне свободного водообмена, а нижняя часть с глубины порядка 200—300 *м* — к зоне затрудненного водообмена. Южный склон Балтийского щита по изложенному выше принципу разделен на два гидрогеологических района III порядка и девять районов IV порядка (1—9). Подрайонами (2б и 6б) разделено западное побережье материка, находящееся под влиянием моря. Незначительной по глубине зоной свободного водообмена характеризуется и Западно-Эстонский архипелаг, представленный гидрогеологическими районами IV порядка.

Область питания зоны свободного водообмена совпадает с Пандивереской возвышенностью. Областями разгрузки являются Финский залив, а также заливы и проливы Балтийского моря. Динамика подземных вод зоны свободного водообмена в описываемом гидрогеологическом районе, как и в последующих, находится в прямой зависимости от гидрогеологического строения территории и гипсометрического положения областей питания, а также от циркуляции и разгрузки. Влияние микрофакторов проявляется только локально при относительно небольших глубинах залегания зоны.

В пределах южного склона Балтийского щита распространены следующие водоносные комплексы и горизонты: четвертичный (с ограниченной мощностью), силурийский, ордовикский, кембро-ордовикский, кембро-вендский и протерозойско-архейский, на большей части территории гидравлически взаимосвязанный с вышележащим кембро-вендским комплексом.

Лифляндский артезианский бассейн II порядка имеет ограниченное распространение в юго-западной части материка и на о. Сааремаа. Бóльшая часть его располагается в пределах Рижского залива и на территории Латвии. В гидрогеологическом разрезе описываемого бассейна выделяются две гидродинамические зоны: свободного и затрудненного водообмена. Распространение зоны свободного водообмена закономерно уменьшается в направлении к морскому побережью. Зона свободного водообмена Лифляндского артезианского бассейна имеет область питания в пределах возвышенностей Сакала и на возвышенной части о. Сааремаа. Областью разгрузки служат как Рижский залив и непосредственно Балтийское море, так и местная гидрографическая сеть, а также бассейны Чудского и Псковского озер *. В пределах территории Эстонии в Лифляндском артезианском бассейне выделено два района III порядка и пять районов IV порядка (8—12) с двумя подрайонами (11б и 12б). В пределах Лифляндского артезианского бассейна распространены следующие водоносные комплексы и горизонты: четвертичный, пярнуский, швентойско-тартуский, силурийский, кембро-ордовикский, кембро-вендский и протерозойско-архейский.

Вне связи с описанной структурой находится выделенный в районе Мынисте-Локноского поднятия гидрогеологический район IV порядка (15), который по приведенной схеме относится к Латвийскому артезианскому бассейну II порядка. Характеризуется он незначительной по мощности зоной свободного водообмена, что объясняется разгрузкой через гидрогеологические «окна» высоконапорных минерализованных вод нижнего этажа.

Ленинградский артезианский бассейн II порядка имеет наибольшее распространение на территории Ленинградской и Псковской областей и только своей краевой зоной захватывает восточ-

* В описываемом артезианском бассейне II порядка установлена обратная гидрохимическая зональность в нижней части разреза пресные воды — солоноватые — пресные Таким образом выделяется три зоны. Зоной раздела между ними является кембро-ордовикский водоносный горизонт

ную часть Эстонии. В пределах Ленинградского артезианского бассейна (здесь и в дальнейшем имеется в виду территория Эстонии) четко выделяются две гидродинамические зоны, имеющие разные мощности и охватывающие различной стратиграфической принадлежности водоносные комплексы и горизонты. Так, в северо-восточной части зона свободного водообмена включает всю верхнюю часть гидрогеологического разреза до ломоносовского горизонта включительно. В южном направлении отмечено увеличение мощности зоны свободного водообмена, объясняемое, очевидно, дренирующим влиянием Чудского озера. На юго-востоке республики мощность зоны пресных вод уменьшается.

В пределах Ленинградского артезианского бассейна распространены все водоносные комплексы и горизонты, выделенные в настоящей монографии, начиная от четвертичного, кончая протерозойско-архейским.

В пределах описываемого артезианского бассейна в зависимости от условий питания и дренирования выделяются два района III порядка и в зависимости от литологического состава пород, определяемые возрастной принадлежностью и практической значимостью тех или иных водоносных комплексов, — шесть районов IV порядка (14—19).

Краткая гидрогеологическая характеристика районов IV порядка приведена в табл. 66.

Глава V

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЕСУРСЫ

В настоящем разделе рассмотрены результаты региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. Под естественными ресурсами (запасами), по Б. И. Биндеману (1960), понимается обеспечиваемый питанием естественный расход подземных вод в водоносном пласте или комплексе водоносных пластов. Под грунтовыми водами в данном случае понимаются все неглубоко залегающие безнапорные или с местным напором подземные воды, которые вскрываются эрозионной сетью и дренируются реками, озерами и другими водотоками. На территории республики дренируются подземные воды преимущественно четвертичного, швентоиско-тартуского, силурийско-ордовикского и кембро-ордовикского водоносных комплексов (в той части, где они залегают первыми от поверхности земли).

Ниже для сравнения приводятся результаты оценки количественных характеристик подземного стока рек Эстонии.

По данным Т. Ф. Эйпре, гидрограф малых рек по видам их питания расчленяется следующим образом: снеговое 43%, дождевое 24%, подземное 33% от годового стока. При среднем модуле стока, равном 9 *л/сек · км²*, величина подземного стока составляет 3 *л/сек · км²*. В разрезе отдельных районов установлены следующие модули подземного стока: на ордовикско-силурийском плато — р. Педья — 2,3 *л/сек · км²*, р. Пуртесе — 2,2 *л/сек · км²*, а для рек с положительным карстовым питанием — р. Кунда — 4,3 *л/сек · км²*, р. Паала — 4,2 *л/сек · км²*. На девонском поле в южной Эстонии модули подземного стока имеют значения от 2,6 *л/сек · км²* — р. Мустйыги до 3 *л/сек · км²* — р. Пярну. Значительную роль в формировании подземного стока играют карстовые родники, которые формируют в годовом разрезе около 15% стока рек Кунда и Валгейыги, а в межень доля участия их доходит соответственно до 40 и 70% от меженного стока (створ Сями и Ванакюла). В верховье р. Пярну, в створе Кюкита (площадь водосбора 62 *км²*) доля питания родниками составляет в среднем 4,85 *л/сек · км²*, что дает 34% от нормы стока. Если к этой величине прибавить еще норму глубинного, гидравлически с рекой связанного подземного стока, величина которого на ордовикско-силурийском плато составляет около 1,5 *л/сек · км²*, то получим для верховья р. Пярну величину подземного питания 6,3 *л/сек · км²*, что, по-видимому, является высшим пределом подземного питания водотоков Эстонии.

Ниже для сопоставления приводятся данные по Т. Ф. Эйпре, характеризующие формирование общего стока по территории Эстонии в разрезе однохозяйственных районов. Так, в целом по республике

норма среднего стока колеблется от 7 до 14 *л/сек·км²*; модуль минимального стока — от 0,12 до 7 *л/сек·км²*. Реки, протекающие в Таллинском воднохозяйственном районе, имеют средний годовой модуль общего стока около 8,5—10 *л/сек·км²*. Примерно такие же характеристики имеют бассейны рек в Пярнуском воднохозяйственном районе. Реки Вянэра, Сауга, Энга и Велизе (Приморский район) пересыхают и промерзают, вследствие чего они имеют незначительные величины поверхностного стока (средний модуль 0,12—0,20 *л/сек·км²*). Это, в свою очередь, свидетельствует о возрастании в этом районе роли подземного стока.

Учитывая возможности переброски стока из одной реки в другую, Т. Ф. Эйпре подсчитал объем суточного стока и удельную водность по всем воднохозяйственным районам (табл. 67).

Приведенные данные дают общее представление о возможном использовании поверхностного стока для удовлетворения нужд народного хозяйства.

Таблица 67

Изменение суточного стока и удельной водности по воднохозяйственным районам

Водохозяйственный район	Объем суточного стока, тыс. *м³*	Удельная водность, *м³/км²*
I — Таллинский	510	131
II — Сланцевый	352	150
III — Тартуский	1366	192
IV — Пярнуский	601	110
V — Приморский . . .	192	76
Всего	3021	659

Для сравнения выше указанных данных была произведена оценка естественных ресурсов подземных вод территории республики по методу Б. И. Куделина. Этот метод заключается в генетическом расчленении гидрографа общего стока реки с учетом конкретных гидрогеологических условий и динамики подземного стока в реку из всех дренируемых водоносных горизонтов. Расчленение гидрографа и выделение из общего стока доли подземного стока позволяет графически определить объем подземного стока у гидрометрического створа, а также основные характеристики стока: модуль, слой и коэффициент стока. При наличии действующей гидрометрической сети можно получить многолетние количественные характеристики подземного стока по всей рассматриваемой территории.

Поскольку наблюдения над стоком имеют различные по продолжительности периоды, было выполнено приведение их к одному более длинному ряду. В качестве опорного пункта для этого был использован 36-летний ряд наблюдений р. Гауя у Тильдери.

Для характеристики минимального подземного стока принята как наиболее устойчивая средняя месячная величина стока. Приведение к многолетнему ряду производилось по графикам связи между грунтовым стоком и минимальным средним месячным речным стоком, а также по графикам связи между минимальными стоками соседних рек.

При определении величины средних коэффициентов подземного стока за многолетний период использованы данные нормы подземного стока, выраженные в слое стока, а также данные по осадкам 47 метео-

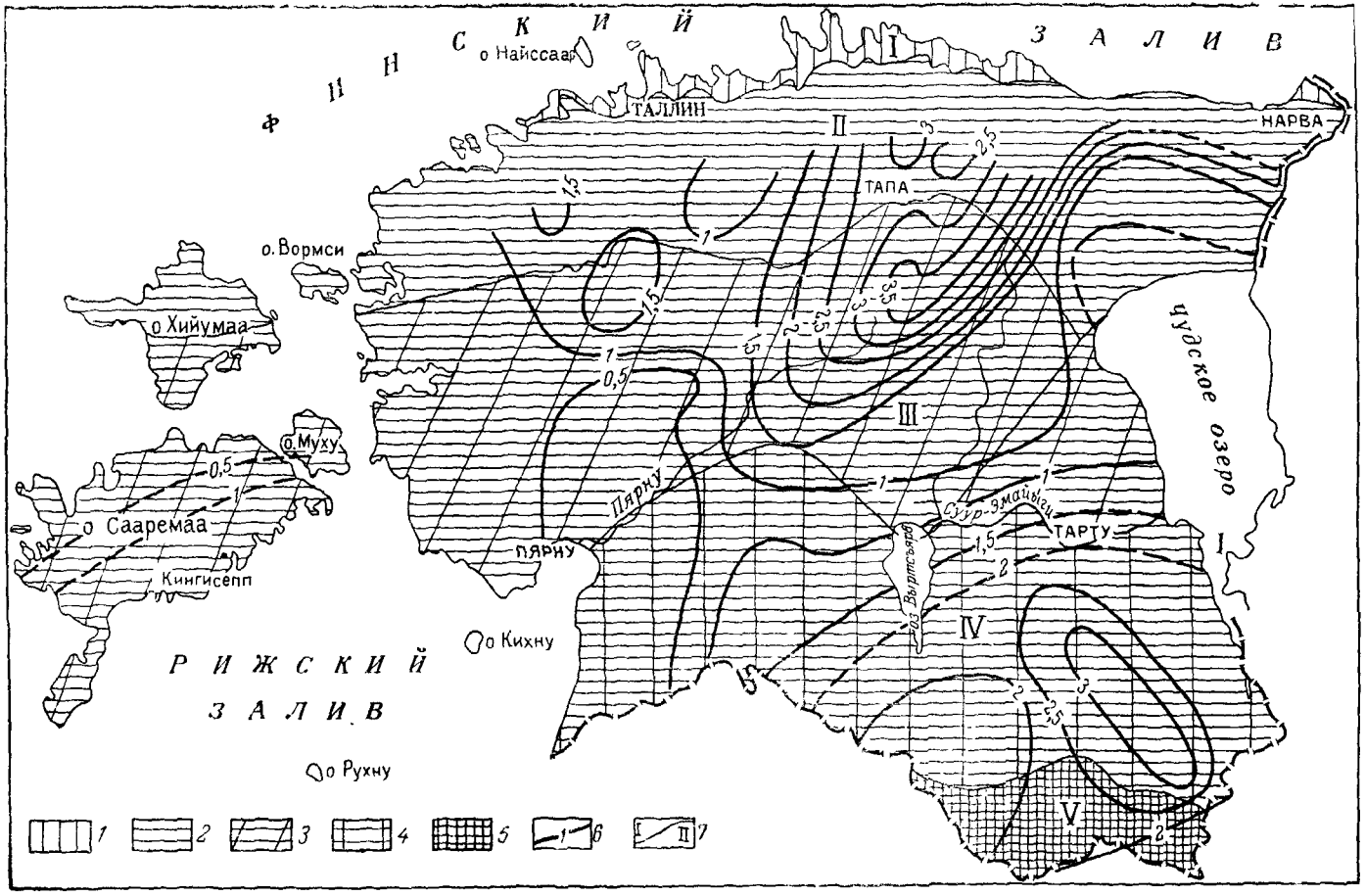


Рис. 50. Схематическая карта дренирования подземных вод и модулей среднемноголетнего минимального подземного стока на территории ЭССР

Районы дренирования: *1* — четвертичных и ордовикско-кембрийских отложений; *2* — четвертичных и ордовикских отложений; *3* — четвертичных и силурийских отложений; *4* — четвертичных и среднедевонских отложений; *5* — четвертичных, верхнедевонских и среднедевонских отложений; *6* — изолинии модулей среднего минимального подземного стока, проведенные через 0,5 *л/сек · км²*; *7* — границы и номера районов дренирования

станций, находящихся в различных частях рассматриваемой территории. При приведении данных к многолетнему периоду были использованы наблюдения по метеостанциям: Пярну, Таллин и Тарту, имеющие 44—60-летние ряды наблюдений. Коэффициент подземного стока за многолетний период получен как отношение нормы подземного стока, выраженного в *мм* слоя стока, к норме осадков. Данные о поверхностном стоке — годовые и средние за многолетний период — получены как разность между общим и подземным стоком.

Гидрогеологом И. С. Зекцером в 1963 г. была составлена карта-схема дренирования подземных вод территории Эстонии. Последняя в процессе работы была нами скорректирована в направлении уточнения границ распространения отдельных водоносных комплексов, взятых автором в основу районирования, а также описания отдельных районов.

Северная граница V района (рис. 50) условно совмещена с линией поверхностного водораздела, отделяющего гидрографическую сеть бассейна Чудского и Псковского озер от бассейна Балтийского моря *

Основная часть подземного стока в реки формируется за счет водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой. Сток водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой, имеет существенное значение в подземном питании рек II и III гидрогеологических районов, где интенсивно развиты трещиноватость и карст. По каждому гидрогеологиесчкому району составлены типовые схемы дренирования, соответствующие местным условиям (рис. 51).

Район дренирования четвертичных и ордовикско-кембрийских отложений (I) охватывает предглинтовую низменность. Большую часть территории его слагают морские пески мощностью до 3 *м*. Под песками, а в местах, где они отсутствуют, с поверхности залегают ледниковые, водно-ледниковые или дочетвертичные отложения, представленные в этом районе терригенным комплексом (песчаники, глины). В описываемом районе расположены устьевые участки рек Кейла, Пирита, Ягала, Селгейыги, Валгейыги, Кунда, Нарва и др. В подземном питании рек принимают участие четвертичный и кембро-ордовикский водоносные комплексы. Грунтовые воды залегают на глубине 0—3 *м*, редко глубже, вызывая местами заболачивание. В районе наблюдается полная гидравлическая связь рек с подземными водами.

Район дренирования четвертичных и ордовикских отложений (II) охватывает северную часть Пандивереской возвышенности и западной Эстонии, а также о. Хийумаа. В районе расположена большая часть водосборов рек, указанных в I районе. Территория характеризуется неглубоким залеганием (до 5—6 *м*) карбонатных пород ордовика. Сверху в пределах центральной части Пандивереской возвышенности залегают морены, к западу и востоку территория описываемого района, помимо морены, покрыта морскими и озерно-ледниковыми отложениями, представленными мелкозернистыми песками, суглинками и ленточными глинами, особенно в западной Эстонии. Грунтовые воды в большинстве случаев залегают очень близко от поверхности, на глубине 0—5 *м*, за исключением Пандивереской возвышенности, где уровень вод находится на глубине до 20 *м*. Реки дренируют четвертичные и ордовикские отложения. Основной подземный поток в реки формируют воды ордовикских отложений, образующих карстовые родники. Воды четвертичных отложений принимают незна-

* Название районов дренирования предложено И. С. Зекцером по наименованию водоносных комплексов и горизонтов, принимающих участие в питании рек подземными водами.

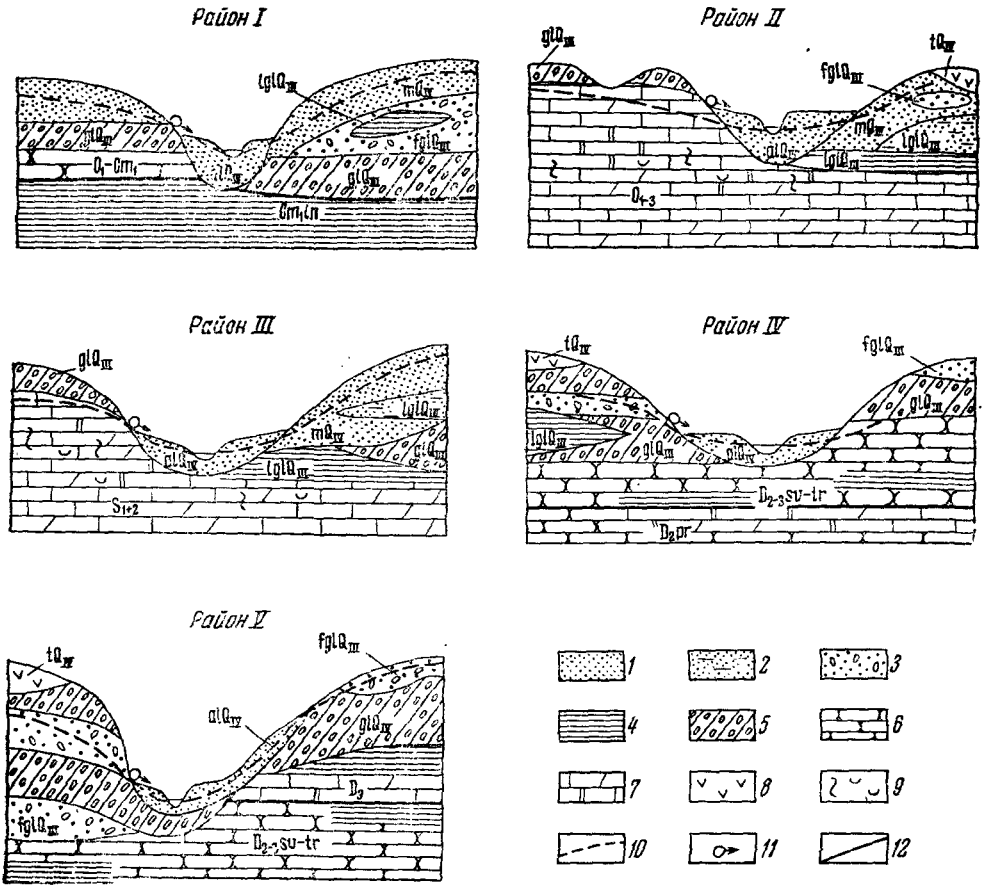


Рис. 51. Схемы дренирования водоносных комплексов и горизонтов

Литологический состав пород: 1 — песок; *2* — песок глинистый или илистый; *3* — песок крупно- и среднезернистый с включением гравия и гальки; *4* — глина; *5* — моренный суглинок, супесь; *6* — песчаник; *7* — чередование известняка, доломита, мергеля; *8* — торф. Прочие знаки: *9* — трещиноватость, кавернозность, *10* — уровень подземных вод; *11* — родник; *12* — геологическая граница

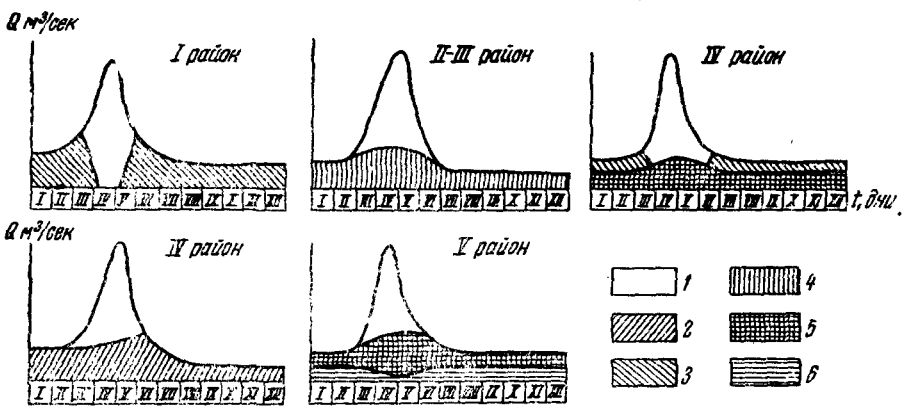


Рис. 52. Схемы генетического расчленения гидрографа стока

1 — поверхностный сток; *2* — подземный сток; *3* — полная гидравлическая связь подземных вод с рекой; *4* — подземные воды гидравлически связаны с рекой, со слабым проявлением берегового регулирования; *5* — подземные воды, гидравлически не связанные с рекой; *6* — артезианские воды, гидравлически связанные с рекой

чительное участие в питании рек, поскольку они имеют небольшую мощность и слабую водообильность.

Величина подземного стока в период половодья (рис. 52) получена с помощью коэффициента динамичности, который условно равен 2.

Район дренирования четвертичных и силурийских отложений (III) охватывает южную часть Пандивереской возвышенности, центральную часть западной Эстонии и о. Сааремаа. В районе развита густая гидрографическая сеть. Здесь берут начало реки Пирита, Ягала, Валгейыги, протекают реки Педья, Паала, Пярну и Казари с многочисленными притоками. Глубина вреза рек 2—3 *м*, а древних погребенных долин — до 50—60 *м*. В подземном питании рек принимают участие воды четвертичного и силурийского водоносного комплексов, причем основную роль играет последний.

Район дренирования четвертичных и среднедевонских отложений (IV) занимает южную и юго-восточную части Эстонской ССР. Реки района — Халлисте, Суур-Эмайыги, Вяйке-Эмайыги, Выханду, Педья, Ыхне относятся к бассейнам Чудского и Псковского озер, а также (Рейу, Раудна, Халлисте) к бассейну Балтийского моря.

Поверхностные отложения, представленные красноцветной мореной, местами подстилаются или покрываются водно-ледниковыми отложениями. Нередко на морене залегают озерно-ледниковые отложения и торфяники. В ложбинах и долинах также встречаются торфяники, подстилаемые ленточными глинами. Мощность четвертичных отложений достигает 30—50 *м* и более. Грунтовые воды залегают на глубине 5—10 *м*, иногда и глубже, в понижениях 1—2 *м*. В подземном питании рек принимают участие четвертичный, швентойско-тартуский и пярнуский водоносный комплексы. Большое значение имеют древние переуглубленные долины, которые способствуют более активному дренированию водоносных комплексов.

Район дренирования четвертичных, верхнедевонских и среднедевонских отложений (V) занимает юго-восточную часть территории ЭССР. Район пересекают реки Пиуза и Выханду (бассейн Чудского и Псковского озер); здесь же берут начало притоки р. Гауя (бассейн Балтийского моря). В долинах рек выходит много родников. Глубина вреза рек изменяется от 2—12 до 25—40 *м*. Поверхностные отложения — основная морена и водно-ледниковые образования. Последние часто подстилаются мореной или нередко перекрыты ленточными глинами. На поверхности часто встречаются эоловые пески, в понижениях — торф. Мощность четвертичных отложений в основном 20—30 *м* и более. Грунтовые воды залегают, в зависимости от рельефа, на различных глубинах, от 0 до 10 *м* и более.

Подземные воды средне- и верхнедевонских отложений гидравлически связаны с реками и формируют основной (до 40%) подземный сток в реки. Воды четвертичных отложений гидравлически не связаны с реками, но принимают значительное участие в питании рек. Ниже приводится характеристика основных параметров подземного стока на территории ЭССР.

Т. Ф. Эйпре (1963) впервые вывел коэффициенты естественной внутригодовой зарегулированности поверхностного стока по основным водным артериям республики. Так, хорошо зарегулированными являются реки Нарва, Суур-Эмайыги, Выханду с коэффициентами зарегулированности соответственно 0,87; 0,83 и 0,75. Последние одновременно подтверждают относительную стабильность доли поверхностного и подземного стока в общем стоке.

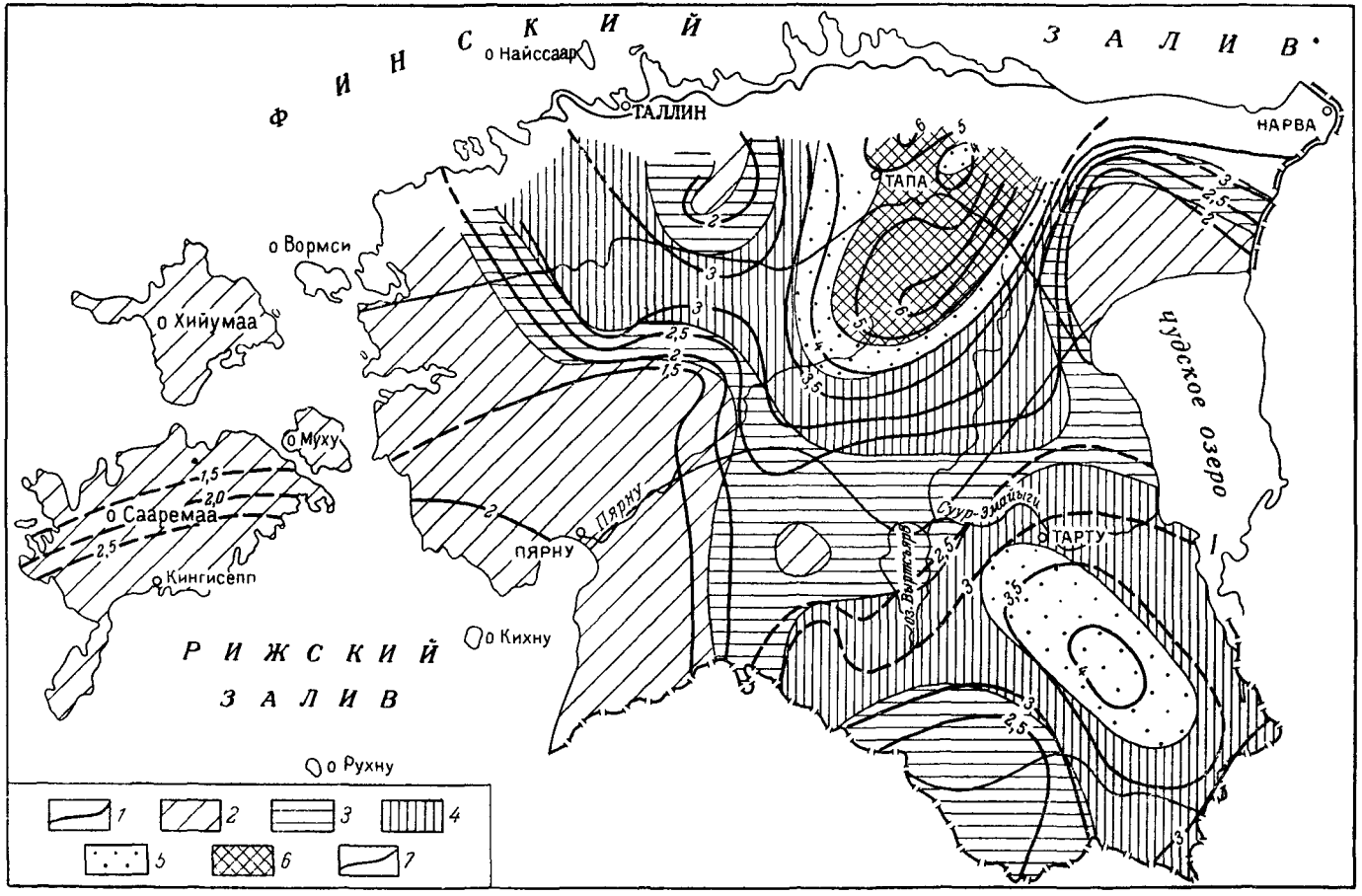


Рис. 53 Схематическая карта средиегодовых модулей и коэффициентов подземного стока

1 — изолинии среднегодовых модулей подземиого стока в *л/сек км²*. Коэффициенты подземного стока *2* — до 10%; *3* — от 10 до 15%, *4* — от 15 до 20%; *5* — от 20 до 25%, *6* — >25%, *7* — границы районов дренирования

Средний годовой подземный сток для пунктов, наблюдения на которых насчитывают более 10 лет, характеризуется коэффициентами вариации от 0,11 до 0,39. Определенной закономерности в распределении его по территории республики не установлено. Наибольшая изменчивость подземного стока свойственна III гидрогеологическому району. Точность определения значений подземного стока как среднемноголетних величин, рассчитанных по А. М. Павловой и Л. И. Рябошапко (1963), колеблется от 2,5 до 11,7% и может быть расценена как вполне удовлетворительная.

Вследствие разнообразия гидрогеологических условий, соотношение источников питания рек Эстонии весьма разнообразно. Для половины рек доля подземного стока достигает 30% от общего объема годового стока. Преобладающее значение подземный сток имеет в карстовых районах (II и III), а также в V гидрогеологическом районе, где доля его в общем стоке повышается до 74%, составляя в среднем 45—50%. На реках, протекающих в западной части республики (бассейн Рижского залива) и впадающих в северную часть Чудского озера, доля подземного стока от общего объема годового составляет всего лишь 11—16%. Подземный сток на силуро-ордовикском плато составляет до 20—25% и даже более 25% от общего стока.

Величины подземного стока отображены на рис. 53 в виде изолиний средних модулей. Средний модуль подземного стока для территории Эстонии составляет около 3 *л/сек*, причем амплитуда колебаний подземного стока достигает значительной величины: от 6 *л/сек* на севере и северо-востоке до 1,5 *л/сек* и менее — в западной части республики.

От полосы пониженного стока на юге, заключенной между изолинией 2,5 *л/сек*, величина стока повышается к северу и к востоку. На севере и в северной части Пандивереской возвышенности (в пределах II и III гидрогеологических районов) изолинии стока проведены схематично, так как модули подземного стока соседних бассейнов резко отличаются по величине. Реки, имеющие обильное карстовое питание (Кунда, Паала, Лообу, Валгейыги, верховья Пярну), обладают высоким модулем стока (6—11 *л/сек*), реки же (Педья, Пуртсе, Велизе и др.), у которых происходит потеря стока в карсте, имеют низкий модуль подземного стока (2—3 *л/сек·км*^{2}). Закарстованные участки, карстовые воронки, поглощающие водотоки и ручьи, источники с дебитом от 10 до 100 *л/сек* и более повсеместно встречаются в этой части территории Эстонии. Одной из причин, вызывающих резкие колебания грунтового стока, здесь является неравномерное распространение карста, которое приводит к перераспределению стока между бассейнами. При таком положении модули стока, связанные с площадями водосбора, имеют весьма условные значения, а оценка и сопоставление водности рек затруднены, поскольку точно не учитываются размеры бассейнов подземного питания.

Минимальный среднемесячный подземный сток, как правило, приходится на летний период. Зимний минимальный сток превышает летний примерно в два раза. Это объясняется особенностями формирования зимних минимумов на реках Эстонии, где основные запасы накапливаются осенью. Летние минимумы наблюдаются значительно чаще, чем зимние. Если рассмотреть процентное соотношение летних и зимних минимумов по гидрогеологическим районам, то для II и III районов около 90% всех минимумов приходится на летние месяцы, для IV района эта величина равна 43—71%, а для V района 57—59%. Наименьший среднемесячный расход за летний период бывает в августе. Величины минимального стока за многолетний период нанесены в виде

изолиний стока через 0,5 *л/сек · км²* на карту-схему. Изолинии стока в основном снижаются с севера на юг от 4 до 1 *л/сек · км²*. Побережье Финского залива в пределах 1 гидрогеологического района осталось не освещенным ввиду отсутствия гидрометрических наблюдений на этой части территории. От полосы пониженного стока, замыкаемой изолинией стока 1 *л/сек · км²*, к югу и юго-востоку (IV и V гидрогеологические районы) сток рек повышается и становится более устойчивым, чему способствуют повышенный рельеф местности и озерное регулирование. Минимальные модули стока рек, впадающих в озера Выртсъярв и Чудское, имеют значения от 1,6 до 3,3 *л/сек · км²*. На этой части территории (юго-восточной) проходят изолинии стока 2,5 и 3 *л/сек · км²*.

Максимальный среднемесячный подземный сток в соответствии с различными гидрогеологическими условиями испытывает большие колебания в пределах территории ЭССР. Это относится главным образом к рекам с карстовым питанием, протекающим на севере и в центральной части республики, во II и III гидрогеологических районах. Наряду с реками, впадающими в Финский залив (Кунда, Лообу, Валгейыги) и обладающими высокой водностью (3—4 *л/сек · км²*), существуют реки (Вазавере, Пуртсе, Йыеляхтме, Пирита), модуль стока которых составляет всего лишь 0,5—1,0 *л/сек · км²*.

В III гидрогеологическом районе высокий сток имеют реки: Пранди — 2,6 *л/сек · км²*, Паала — 3,9 *л/сек · км²* а также верховье р. Пярну— 6,8 *л/сек · км²*.

Среднегодовые коэффициенты подземного стока показывают, какой процент осадков, выпадающих на площади бассейна, идет на питание подземных вод верхней зоны активного водообмена. По норме подземного стока (отнесенного к норме осадков) вычислены среднемноголетние величины коэффициентов подземного стока. Они отображены на рис. 53 соответствующей штриховкой.

Величины коэффициентов подземного стока снижаются в основном с севера на юг. В северо-восточной части территории находится площадь с коэффициентом стока 30%, который снижается к юго-востоку до 15%, а затем вновь повышается до 20%. На западе республики и в северной ее части коэффициент подземного стока снижается до 10%.

Таким образом, вышеприведенные схематические карты подземного стока характеризуют суммарную величину естественных ресурсов всех водоносных комплексов и горизонтов зоны интенсивного водообмена. Анализируя гидрогеологические условия — распространение, мощность, литологический состав и водопроводимость (*kт*) водоносных пород, а также условия формирования подземного стока в реки, И. С. Зекцер (1963) следующим образом оценивает естественные ресурсы подземных вод по отдельным водоносным горизонтам и комплексам в средних значениях модуля подземного стока: саргаевский 1,1 *л/сек · км²*, швентойско-тартуский и пярнуский 1,2 *л/сек · км²*, силурийский 1,5 *л/сек · км²*, ордовикский 1,7 *л/сек · км²* (изменяясь от 2,7 *л/сек · км²* на ордовикском плато до 1,2 *л/сек · км²* на силурийском плато, где ордовикские отложения залегают под силурийскими) и кембро-ордовикский 0,5 *л/сек · км²*. Средний модуль среднемноголетнего подземного стока четвертичных отложений составляет 1,3 *л/сек* с 1 *км²*, уменьшаясь до 0,5—0,6 *л/сек · км²* на силурийско-ордовикском плато.

Суммарная величина естественных ресурсов пресных подземных вод на территории Эстонии составляет примерно 121 *м³/сек*.

Ведущими факторами, определяющими пространственную закономерность изменения подземного стока, являются климатические, геоморфологические и гидрогеологические особенности территории.

Влияние климата сказывается прежде всего в выпадении повышенного количества осадков на возвышенных участках (до 700 *мм*) и меньшего количества на побережье и островах. Наличие расчлененного рельефа с большими уклонами поверхности способствует увеличению подземного стока по сравнению с равнинными областями.

На территории северной Эстонии наблюдается также влияние и гидродинамического фактора. Например, Пандивереская возвышенность, которая представляет собой пример области питания и создания напоров, а следовательно и области, характеризующейся максимальными величинами подземного стока.

В южной Эстонии в районе распространения мощной толщи четвертичных отложений и девонских песчано-глинистых отложений наблюдается более равномерное распределение среднегодовых модулей подземного стока (см. рис. 53). На такое распределение влияют климатические и геоморфологические факторы, а роль гидрогеологического фактора имеет меньшее значение.

При комплексном изучении подземных вод как полезного ископаемого встает вопрос об определении не только их ресурсов, но и общего объема воды, содержащегося в определенном комплексе горных пород или в определенном объеме земной коры.

Для обозначения объема воды в водоносном пласте Б. И. Куделиным введен термин «геологические запасы», под которым понимается общее количество воды в объемных единицах, участвующее в подземном стоке или заполняющее поровое пространство пород. Для территории Эстонии по приближенным расчетам суммарная величина геологических запасов подземных вод в зоне дренирования речной сетью составляет 800 $км^3$. Зная общую величину среднемноголетнего подземного стока вод зоны интенсивного водообмена (121 $м^3/сек$), подсчитанную по карте среднемноголетнего слоя подземного стока, можно определить скорость (темпы) водообмена пресных вод бассейна. По мнению Б. И. Куделина, она представляет собой отношение величины геологических запасов подземных вод к их годовому расходу, выраженному через величину среднемноголетнего подземного стока или питания. Расчеты показывают, что сроки полного водообмена для зоны дренирования речной сетью в Эстонии составляют около 210 лет. Естественно, что в пределах отдельных водоносных комплексов и горизонтов эти величины скорости значительно различаются.

Приведенный материал расчетов величин подземного стока является первой попыткой дать количественную оценку естественным ресурсам подземных вод зоны активного водообмена. Неоднородность и непродолжительность периодов наблюдений по всей территории не позволяют уточнить окончательно величины подземного стока. Сложность геологического строения бассейнов и неравномерность питания рек Эстонии приводят к перераспределению стока между бассейнами, в результате чего реки могут иметь значительное несоответствие между площадями поверхностного водосбора и подземного питания. Это обстоятельство очень затрудняет картирование характеристик подземного стока.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ И ГРЯЗИ

К минеральным лечебным водам относятся природные воды, оказывающие на организм человека лечебное воздействие, обусловленное либо повышенным содержанием полезных биологически-активных ком-

понентов их ионного или газового состава, либо общим ионно-солевым составом воды. Такими свойствами обычно характеризуются воды, имеющие минерализацию свыше 1 *г/л*. Кроме того, лечебное значение приобретают воды, по величине минерализации относящиеся к пресным (менее 1 *г/л*), но обогащенные специфическими компонентами.

Соответственно с нормами, рекомендуемыми Центральным институтом курортологии и физиотерапии, лечебными минеральными считаются воды, содержащие следующие биологически активные вещества в количестве не менее (в *мг/л*): сероводорода общего 10, углекислоты 500, железа 10, мышьяка 0,6, брома 25, йода 5, бора 50, кремнекислоты 50 и радона — не менее 14 ед. Махе.

Эстонская ССР имеет все предпосылки для значительного расширения сети лечебно-профилактических учреждений с использованием местных гидроминеральных ресурсов — подземных минеральных вод и морских грязей. Начало использования их относится к прошлому столетию. На территории республики установлено наличие минерализованных вод: в северо-восточной части — воды гдовского горизонта и кристаллического фундамента, в южной части — воды кембро-ордовикского горизонта, кембро-вендского комплекса и кристаллического фундамента, в западной части — воды нижней части ордовика и в юго-восточной части (в дополнение к перечисленным) — также воды вышезалегающего пярнуского горизонта. Глубина залегания зоны минерализованных вод отображена на карте-схеме мощностей зоны пресных вод. Бальнеологическое значение минерализованных вод подтверждено соответствующими заключениями Центрального института курортологии и физиотерапии только для подземных вод кристаллического фундамента в городах Пярну и Кингисепп, а также для вод кембро-ордовикского горизонта и кембро-вендского комплекса в районе Петсери. Основные показатели химического состава этих вод приведены в табл. 68.

Из этой таблицы видно, что минеральные лечебные воды имеют в основном хлоридный натриевый состав. Они могут быть рекомендованы к использованию при заболеваниях желудочно-кишечного тракта и болезнях обмена (Пярну I, Кингисепп и Петсери I и с разбавлением II). Содержание микрокомпонентов в минеральных водах дано в табл. 69.

Как следует из приведенных в табл. 69 химических анализов подземных вод зоны замедленного водообмена, последние в бальнеологическом отношении относятся к типу хлористых.

О тепловом режиме описываемых подземных вод трудно судить, так как имеющиеся данные по температурам порядка 10—13° С получены замерами при самоизливе в струе. Данные о дебите скважин, полученные при относительно кратковременных откачках при самоизливе из скважин, сведены в табл. 70.

Как следует из таблицы, удельный дебит скважин, вскрывших горизонты минеральных вод, весьма незначительный, за исключением скважины Петсери (I). Однако постоянство режима и высоконапорный характер горизонтов (при необходимости разбавления высокоминерализованных вод) позволяют предполагать надежное обеспечение потребностей республики местными ресурсами минеральных лечебных вод.

Кроме того, по предварительным геологическим данным существуют предпосылки получения минеральной воды сульфатного кальциевого типа в юго-восточной части республики из пярнуского водоносного горизонта (по данным скв. Выру), что также должно быть реализо-

Таблица 68

Химический состав минеральных лечебных вод

Местоположение (в скобках — порядок опробования интервала)	Год исследования	Геологический индекс водоносного горизонта	Интервал опробования, *м*	Содержание основных компонентов, *мг/л*						Общая жесткость, *мг/экв*	Формула химического состава
				катионы			анионы				
				Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+}+K^{+}$	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}		
Пярну (I)	1959	Pt+A_1 (Cm_1–V)	491—565 (?)	365	85	1064	182	2 414	25	25	$4{,}2\ \frac{Cl\ 95}{Na\ 64\ Ca\ 26}$
Пярну (II)	1962	Pt+A	491—565	3075	333	3896	Нет	18 410	16	181	$21{,}7\ \frac{Cl\ 100}{Na\ 48\ Ca\ 44}$
Кингисепп	1962	Pt+A	549—571	417	69	1009	79	2 181	20	20	$3{,}7\ \frac{Cl\ 97}{Na\ 69\ Ca\ 22}$
Петсери (I)	1963	O_1pk—Cm_1pr	495—541	281	94	1271	122	2 624	57	22	$4{,}4\ \frac{Cl\ 96}{Na\ 71}$
Петсери (II)	1963	Cm_1lm	Нет сведений	602	201	2834	116	5 673	381	46	$9{,}7\ \frac{Cl\ 94}{Na\ 72}$
Петсери (III)	1963	Vgd	556—568	741	304	4011	122	8 155	190	62	$13{,}3\ \frac{Cl\ 97}{Na\ 74}$
Хаапсалу	1959	O_1	132—145	115	80	347	488	523	224	21	$1{,}8\ \frac{Cl\ 54\ HCO_3\ 29}{Na\ 55\ Mg\ 24\ Ca\ 21}$

Таблица 69

Содержание микрокомпонентов в минеральных водах

Местоположение скважины	Микрокомпоненты, *мг/л* (γ/*л*)														
	Br	I	F	P	Ba	Rb	Zr	Cs	Mn	SrO	Ni	Zn	Pb	HBO_2	H_2SiO_3
Пярну (I)	17,1	25,4	1,6	—	2,6	2,2	0,9	3,0	0,1	3,4	—	—	—	11,7	7,8
Кингисепп	11,9	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27,6	6,6
Петсери (I)	8,4	0,21	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	10,0	40,0	—	3,0
Петсери (II)	30,3	—	0,1	—	—	—	—	—	0,88	—	—	3,0	20,0	—	14,0
Петсери (III)	38,8	0,21	0,1	6,45	—	—	—	—	0,09	—	20,4	—	5,0	—	7,0

вано, в первую очередь для обеспечения потребностей местных санаториев и домов отдыха.

Таблица 70

Характеристика водообильности горизонтов минеральных вод

Местоположение скважины	Уровень подземных вод, *м*		Дебит, *л/сек*	Понижение уровня, *м*	Удельный дебит, *л/сек*
	от поверхности земли	абсолютные отметки			
Пярну (I) .	+11,1	13,2	0,166	13,8	0,012
Кингисепп .	+14,1	16,2	0,032	3,43	0,003
Петсери (I)	+16,9	59,6	7,58	14,1	0,54
Петсери (III)	22,7	65,4	1,17	21,3	0,05

На территории Эстонии имеются условия для обеспечения курортно-санаторной сети местной гидроминеральной базой, а также для организации розлива минеральной воды.

Морские лечебные грязи. В Эстонии насчитывается около 55 месторождений морской грязи. Наиболее значительные из них находятся в районе Хаапсалу (Воози), Икла (Айнажи), а также на о. Сааремаа (оз. Суур-лахт) и в р-не Сандла (Сийксааре). Представляют интерес также месторождения грязей залива Кассари на о. Хийумаа и лечебных сапропелей оз. Вайкна, расположенные в Ленинградской области в 7 *км* от курортной зоны Нарва-Йыэсуу. Грязи Западного побережья и архипелага Эстонии подразделяются на четыре типа: 1) иловые сероводородные грязи (Икла); 2) грязи переходного типа от иловых сероводородных к морским глинистым илам (Хаапсалу и Кассари на о. Хийумаа); 3) морские глинистые илы (Воози) и 4) сапропели (Суур-лахт, оз. Вайкна). Грязи приобретают лечебные свойства благодаря содержанию в них ряда физиологических групп микроорганизмов, гнилостных, маслянокислых, денитрифицирующих, сульфатредуцирующих, дрожжей, актиномицет и глинистых грибов. Ниже приведено краткое описание главнейших грязевых месторождений Эстонии.

Хаапсалуское грязевое месторождение расположено в средней части залива Хаапсалу. Общая мощность грязевой залежи, сложенной темно-серыми и серыми илами, составляет в среднем по месторождению величину 0,6 *м*, достигая максимальных значений 1,0 *м*. Почти половина площади месторождения имеет мощность грязевой залежи 0,4 *м*. С поверхности грязевая залежь покрыта 10—20-*см* слоем водорослей, что значительно затрудняет их добычу.

Темно-серые илы характеризуются очень высокой влажностью (до 8%), что обусловлено исключительной тонкодисперсностью, преобладанием в кристаллическом скелете тонких силикатных (глинистых) частиц и наличием малого количества карбонатов. Кроме того, они отличаются небольшой минерализацией грязевого раствора (6 *г/л*) и высоким содержанием органических веществ (1—2% на сырую грязь). По содержанию общего сероводорода (до 0,05%) темно-серые илы

относятся к числу грязей, бедных сероводородом. В составе грязевого раствора преобладают хлориды натрия и в меньшей степени магния, формула солевого состава:

$$M_{6,0}\,\frac{\mathrm{Cl}\,83\ \mathrm{HCO_3}\,15}{\mathrm{Na}\,75\ \mathrm{Mg}\,18}.$$

Сравнение грязевого раствора с морскими водами, покрывающими месторождение, показывает, что по величине минерализации они одинаковы, а по солевому составу грязевый раствор отличается почти полным отсутствием сульфатов, содержание которых в морской воде составляет около 10%. Подобная десульфатация грязевого раствора объясняется протеканием процесса биологической сульфат-редукции, в результате которого сульфаты морских вод восстанавливаются до образования сероводорода, дающего в соединении с железом сульфиды железа (Иванова, 1963).

Серые ленточные илы отличаются от темно-серых илов верхнего слоя несколько большей плотностью (влажность порядка 60%). По механическому составу серые хаапсалуские илы, так же как темно-серые, относятся к типу глинистых илов. Эксплуатационные запасы грязей составляют 123 тыс. *м*³ при коэффициенте эксплуатации месторождения 0,7.

В настоящее время Хаапсалуское месторождение эксплуатируется главным образом для обеспечения грязевых курортов Хаапсалу и Пярну. Ежегодная добыча грязи составляет 1—1,5 тыс. *т*.

Грязевое месторождение Воози расположено на северо-западном побережье Эстонской ССР в районе залива Воози. Грязевая залежь Воози представлена тремя слоями илов: темно-серыми разжиженными, серыми мягкими и серыми уплотненными. Содержание сероводорода в среднем слое составляет около 0,2%. По величине минерализации грязевого раствора (5—8 *г/л*) илы месторождения Воози могут быть отнесены к типу слабоминерализованных грязей. На основании анализа физико-химических свойств иловые отложения грязевого месторождения Воози относятся к типу морских глинистых лечебных грязей. Эксплуатационные запасы илов составляют 30 тыс. *м*³ при коэффициенте эксплуатации 0,8. В настоящее время месторождение не эксплуатируется.

Грязевое месторождение Икла расположено в бухте Айнажи Рижского залива, в 67 *км* к югу от г. Пярну. Площадь грязевой линзы, залегающей под слоем воды 2—4 *м*, составляет около 25,6 тыс. *м*². Грязевая залежь состоит из трех слоев черных илов различной консистенции. Суммарная средняя мощность залежи составляет 1,2 *м*. Интенсивно черный цвет икласких грязей обусловлен высоким содержанием гидрата сернистого железа. Содержание общего сероводорода составляет в среднем около 1,3%, с увеличением по глубине линзы. Икласские грязи довольно богаты органическим веществом, содержание которого достигает 2—4%. По характеру минерализации грязевого раствора (6—7 *г/л*) илы относятся к типу слабоминерализованных грязей, в химическом составе которых преобладают хлориды натрия и магния.

Характерной особенностью икласких илов является большое содержание в отжиме аммония, составляющее 140—150 *мг/л*. Эксплуатационные запасы грязей составляют 26,835 *м*³ при коэффициенте эксплуатации 0,9.

До настоящего времени Иклаское месторождение, обладающее высококачественными лечебными грязями, не эксплуатируется.

Грязевое месторождение оз. Суур-лахт на о. Сааремаа расположено в 3 *км* к западу от г. Кингисепп. Озеро Суур-лахт представляет собой водоем с пресной водой химического состава:

$$M_{0,36}\,\frac{\mathrm{Cl}\,51\ \mathrm{HCO_3}\,33}{\mathrm{Na}\,52\ \mathrm{Ca}\,24\ \mathrm{Mg}\,24}.$$

Грязевая залежь расположена в южной части озера и представляет собой линзу, вытянутую в направлении с запада на восток. Длина линзы около 3—4 *км*, ширина 0,7—1 *км*, слой воды над залежью до 0,5 *м*. Эта залежь представлена слоями серого ила различной консистенции. Грязевой раствор имеет очень низкую минерализацию (2,4—2,8 *г/л*). По совокупности физико-химических свойств илы оз. Суур-лахт могут быть отнесены к типу высокозольных лечебных сапропелей. Однако содержание органических веществ в них слишком мало для сапропелевых отложений и приближает их к морским глинистым илам. Запас сапропелей месторождения Суур-лахт очень велик. По ориентировочным подсчетам он составляет около 200 тыс. $м^3$. Месторождение не используется, но является перспективным как для организации грязелечения в г. Кингисеппе, так и для вывоза сапропелей в другие здравницы.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Эти условия зависят прежде всего от степени общей обводненности территории. Особенности обводненности каждого отдельного месторождения или его участка находятся в зависимости от местных условий и прежде всего от особенностей геологического строения, положения полезной толщи в отношении уровня грунтовых вод, положения месторождения относительно элементов рельефа и гидрографической сети, искусственных факторов, принятой системы разработок и т. д.

Большая часть запасов основных видов полезных ископаемых республики, разведанных за последние десятилетия, залегает ниже уровня подземных вод. Так, например, разведанные запасы горючих сланцев и фосфоритов полностью обводнены, запасы карбонатных пород и песчано-гравийных материалов в крупных месторождениях обводнены на 50—95% и т. д.

Месторождения песчано-гравийных строительных материалов. В последние годы разведаны, а в настоящее время осваиваются крупные месторождения строительного песчано-гравийного материала для основных промышленных центров республики. Это — Таллинское месторождение (Мяннику), месторождение Вооремяги для г. Тарту и месторождение Паннъярве — Ряякъярве для г. Кохтла-Ярве.

Таллинское месторождение сложено флювиогляциальными, преимущественно мелко- и среднезернистыми песками. Оно расположено в пределах равнинного поля флювиогляциальных отложений Мяннику — Нымме с абсолютными отметками 47—51 *м*, с севера ограничивающегося небольшим уступом (до 5 *м*) в рельефе. Полезный слой имеет мощность в среднем 15—17 *м*, а вскрыша, представленная также песчаным материалом, — около 1 *м*. Грунтовые воды залегают в сред-

нем на глубине 1,4—5,4 *м*. Уровенный режим находится в прямой зависимости от атмосферных условий, амплитуда колебаний уровней составляет 0,5—0,84 *м*. Грунтовый поток направлен с южной части месторождения на северо-восток и находится в зависимости от рельефа и литологического состава четвертичных отложений.

Водообильность отложений охарактеризована механическими откачками из скважины. Дебиты составляют 2,73—4,50 *л/сек*, а коэффициент фильтрации 10,4—13,6 *м/сутки* (для тонкозернистых песков — 1,32 *м/сутки*). Воды — пресные и ультрапресные, гидрокарбонатные магниево-кальциевые.

Питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков на площади распространения песков, за счет грунтового потока с юга, со стороны болота Валдеку, а также за счет ордовикского водоносного горизонта, не отделенного от четвертичных отложений водоупорными отложениями. Разгрузка происходит на севере под уступами в рельефе. В условиях естественного режима разгрузка в паводковые периоды осуществлялась в небольшую канаву.

Поскольку основная часть запасов находится ниже уровня подземных вод, на месторождении принят гидравлический способ добычи.

Месторождение Паннъярве — Ряякъярве сложено флювиогляциальными мелко-, средне- и крупнозернистыми песками с незначительной примесью гальки, гравия и мелких валунов. Эти отложения заполняют глубокий эрозионный врез в ордовикских карбонатных породах — Вазаверескую погребенную долину, а в верхней своей части слагают положительные формы рельефа — Куртна-Вазавереское флювиокамовое поле. Мощное тело песчаных отложений вытянуто в меридиональном направлении. На восточной окраине погребенной долины между ордовикскими и четвертичными отложениями установлен маломощный слой морены, в остальной части четвертичные пески залегают на палеозойских образованиях.

Рельеф территории месторождения пересеченный. Абсолютные отметки поверхности колеблются в пределах от 44 до 68,83 *м*. Мощность полезной толщи находится в зависимости от рельефа поверхности земли и дочетвертичных отложений. Она составляет в среднем 77 *м*. Уровень подземных вод в зависимости от рельефа залегает на глубине от 0,0 до 19,8 *м*. Грунтовый поток направлен с Ахтмеской пластовой возвышенности (абс. отм. до 72 *м*) в сторону Наровской низины (абс. отм. 30—40 *м*). Колебания уровней 0,2—0,79 *м* находятся в прямой зависимости от атмосферных условий. Водообильность песчаной толщи, по данным механических откачек из скважин, характеризуется дебитами 12,0—18,9 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации колеблются от 6,0 до 107,0 *м/сутки*, составляя в среднем 30 *м/сутки*. Воды хлоридно-гидро-карбонатные магниево-кальциево-натриевые, ультрапресные и пресные.

Питание грунтовых вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, а также за счет ордовикского водоносного горизонта. Разгрузка происходит в восточном направлении — в поверхностные водотоки, а в северном направлении — в реки Вазавере и Пюхайыги.

Из подсчитанных общих балансовых запасов песков (54,5 млн. $м^3$) количество обводненных составляет 64%. Эксплуатация сухих песков возможна открытыми карьерами, а обводненных, залегающих до 20 *м* ниже уровня грунтовых вод, — гидравлическим способом. Статические и динамические запасы воды обводненных песков полностью обеспечивают применение указанного метода.

Месторождение Вооремяги с запасами 26,5 млн. $м^3$ (Кивимяги, 1964) приурочено к положительной форме рельефа — флювиокаму Уровень грунтовых вод находится ниже подошвы полезного пласта

Месторождения карбонатных пород. В пределах Северо-Эстонского плато в полосе выхода ордовикско-силурийской карбонатной толщи расположены многочисленные месторождения известняков и доломитов.

Месторождения *Румму и Падизе Паэмуррud* расположены у железнодорожной станции Вазалемма, в 40 *км* к юго-западу от г. Таллина, по обе стороны р. Вазалемма. В районе месторождений Северо-Эстонское плато имеет абсолютные отметки 18—30 *м*. Река Вазалемма имеет слабо выраженную долину шириной до 1 *км*. Грунтовые воды залегают в четвертичных отложениях, представленных суглинисто-песчаными отложениями мощностью 0,1—6,5 *м* и в подстилающем их пласте полезного ископаемого — известняках оандуского горизонта среднего ордовика мощностью от 3 до 18 *м*. Уровень воды находится на глубине до 5 *м* от поверхности земли. Водообильность четвертичных отложений незначительная.

Основным водоносным пластом являются слоистые и трещиноватые известняки оандуского, а также верхней части нижезалегающего кейлаского горизонтов среднего ордовика. Ниже залегают относительно водоупорные глинистые известняки. Водообильность ордовикских пород характеризуется дебитами откачек из буровых скважин 0,1—1,4 *л/сек* и удельными дебитами 0,01—1,0 *л/сек*. Подсчитанные по этим данным коэффициенты фильтрации колеблются в пределах от 0,43 до 9,07, в среднем 4,75 *м/сутки*. По химическому составу воды являются в основном гидрокарбонатными, кальциево-магниевыми с общей минерализацией до 400 *мг/л*. Питание вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков на месте их распространения, а разгрузка осуществляется грунтовым потоком в р. Вазалемма и в ее небольшие притоки — канавы. Фактический сброс воды из действующего карьера возле ст. Вазалемма площадью 16—21 *га* и глубиной 10 *м* в 1956—1961 гг. достигал 750—800 $м^3$/*час*, в среднем за 1958—1960 гг. 460 $м^3$/*час*.

Гидрогеологические условия других месторождений карбонатных пород Северо-Эстонского плато (Вяо и др.) аналогичны вышеописанным, изменяясь в зависимости от глубины разработок полезного ископаемого. Месторождения на возвышенных участках Северо-Эстонского плато (Таммсалу и др.) практически сухие.

Эстонское месторождение горючих сланцев охватывает всю северо-восточную часть Эстонской ССР. Северная граница — линия эрозионного выклинивания • пласта — проходит в 10—20 *км* южнее полосы глинта, а восточная — по р. Нарва. Разработка сланцев производится 9 шахтами и 2 карьерами. Глубина залегания промпласта сланцев колеблется от 0 (на севере) до 100 *м* (на юге месторождения), причем добыча до глубины 40 *м* осуществляется карьерами, глубже — шахтами.

В обводнении горных выработок сланцевого месторождения принимают участие воды водоносных четвертичных, ордовикских и кембрийских отложений, залегающих выше регионального лонтоваского водоупора. Воды этих толщ можно рассматривать как сложно построенную, но единую гидравлическую систему, так как между водами отдельных горизонтов и комплексов существует гидравлическая связь.

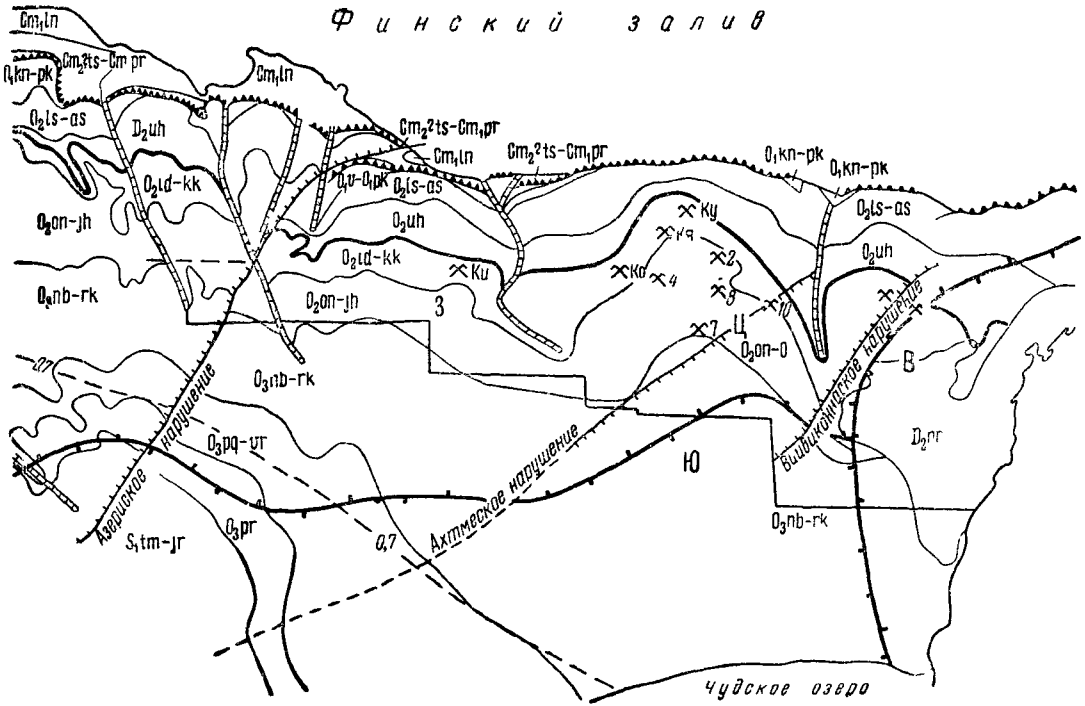
Четвертичные отложения, на обширных площадях представленные преимущественно рыхлыми моренными супесями с гравием и щебнем

карбонатных пород мощностью до 5 *м*, мало водообильны и существенного значения как водоносная или водоупорная толща не имеют. В низменных участках восточной, южной и западной частях месторождения (рис. 54) довольно крупные ресурсы грунтовых вод заключены в болотных отложениях (торфяника) мощностью до 3—5 *м*, часто изолированных от залегающих ниже вод относительно водоупорным слоем ленточных глин.

Особое значение для северной полосы месторождения имеют глубокие эрозионные врезы в рельефе дочетвертичных пород, заполненные гравийно-песчаными отложениями, имеющими значительную водообильность. При проведении горных работ такие глубокие эрозионные врезы представляют серьезную опасность прорыва вод при условии вскрытия нарушенных известняков по склонам долин. В настоящее время наиболее удаленные к востоку выработки (шахта № 10) дренируют краевую часть долины Вазавере, причем расстояние между выработками и выходом промышленного пласта в долине составляет 4 *км*. При проведении горных работ в районах погребенных долин необходимо оставлять охранные целики, размеры которых зависят от состава четвертичных сланцевмещающих ордовикских пород.

Распространенные в восточной части месторождения отложения наровского горизонта среднего девона практически водоупорны. Наиболее сложным является строение ордовикского водоносного комплекса, в средней части которого залегает промышленный пласт горючих сланцев. Перемежаемость в разрезе пластов пород, отличающихся по своей скважности, обусловливает довольно четкую, хотя недостаточно изученную этажность строения комплекса. С другой стороны, наличие секущих слоистость вертикальных зон дробления и отдельных трещин, обработанных процессами карста и доломитизации, обусловливает тесную взаимосвязь между отдельными водоносными пластами. Таким образом, по характеру водопроницаемости пород ордовикский водоносный комплекс характеризуется наличием смешанного типа трещинно-карстово-пластовых вод. В системе трещин, разбивающих карбонатную толщу ордовика, преобладают трещины северо-восточного и северо-западного простирания. Основные тектонические нарушения типа флексур, вертикальная амплитуда смещения блоков которых достигает 10—22 *м*, имеют значительную горизонтальную протяженность — (Ахтмеское, Вийвиконнаское и Азериское зоны нарушений). Кроме того, отмечаются кулисообразно расположенные зоны дробления длиной до нескольких километров и шириной 50—80 *м*. Повсеместное распространение имеют трещины по напластованию, особенно в промышленном пласте горючих сланцев. С зонами дробления, отдельными трещинами и другими нарушениями нормального залегания пород связаны проявления глубинного карста и доломитизации известняков. Глубинный карст развит в зонах дробления северо-восточного простирания на глубину до 100 *м*. Карстовые пустоты развиты спорадически, в виде одной или нескольких цепочек карстовых полостей или каналов вдоль зоны дробления. Вблизи карстовых пустот известняки отличаются наибольшей разрушенностью. В настоящее время пустоты глубинного карста заполнены глиной.

По данным А. Г. Паукера, на северо-западе Русской платформы существовало два этапа интенсивного развития глубинного карста: девонский и неогеновый. Глубинный карст на Эстонском месторождении горючих сланцев имеет преимущественно досреднедевонский возраст. Современный карст развивается на глубину до 5—10 *м*, максимум до 25 *м*. Маленькие воронки, расширенные трещины, глубокие котловины (глубиной до 4—5 *м*), цепочки воронок вдоль предполагаемых подзем-



1 2 3 4 5 6 7 8 9

10 11 O_2ld-kk 12 13 14 15 16 17

18 19 20 21 22 23 24 25

Схематическая геологическая колонка

Индекс	Мощность, м	Литологическая колонка	Характеристика пород
Q	01-75		Торф, песчано-глинистые и гравийно-песчаные отложения, валунные суглинки
D_2nr	0-30		Переслаивание песчаников, доломитов и битуминозных мергелей
O_3nb-O_3rk	до 41		Известняки глинистые, известняки, нередко доломитизированные, кавернозные, трещиноватые
O_2on-O_2jh	20-24		Известняки глинистые, мергели с прослойками глины
O_2ld-O_2kk	13-24		Известняки известняки глинистые, внизу промышленный пласт горючих сланцев
O_2uh	12-16		Мергели известняки глинистые
O_2ls-O_2as	10-12		Известняки, известняки глинистые, доломитиз., внизу оолитовые
O_1kn-O_1pk	10-20		Известняки, известняки глинистые, оолитовые, глауконитовые, сланцы битуминозные (диктионемовые) и песчаники
Cm_2^2ts-Cm_1pr	до 23		Песчаники кварцевые, алевритовые, внизу с прослоями глины
Cm_1ln	до 90		Глина

Рис 54 Схематическая карта Эстонского месторождения горючих сланцев

1 — линия выхода пласта горючих сланцев, *2* — стратиграфическая граница, *3* — уступ глинта, *4* — погребенные долины, *5* — зона тектонического нарушения, *6* — то же, по геофизическим данным, *7* — предполагаемая линия суммарной мощности сланца 0,7 *м*, *8* — контуры площади, разведанной по категории А+В+С$_1$, *9* — шахты, карьеры, их номера или названия (КИ — Кивиыли, КО — Кохтла, КЯ — Кява, КУ — Кукрузе, В — Вийвиконна), *10* — линия водораздела, *11* — обозначения участков месторождения (З — запад, Ц — центр, В — восток, Ю — юг), *12* — индекс стратиграфических горизонтов, Q — четвертичные отложения, D$_3$ *ur* — наровский горизонт среднего девона, S$_1$ *im* — *ir* — таммсалуский и юруский горизонты нижнего силура, O$_3$ *pk* — поркунский горизонт, O$_3$ *pg* — *ur* — пургуский и вормсиский горизонты, O$_3$ *nb* — *rk* — набалаский и ракверескнй горизонты верхнего ордовика, O$_2$ *oi* — *in* — оандуский, кейласкнй и йыхвиский горизонты, O$_2$ *id* — *kk* — идавереский и кукрузский горизонты, O$_2$ *uh* — ухакуский подгоризонт, O$_2$ *ts* — *as* — ласнамягский и азериский подгоризонты среднего ордовика, O$_1$ *kn* — *pk* — кундаский, волховский и пакеортский горизонты нижнего ордовика, Cm$_2$ *ts* — Cm$_1$ *pr* — тискреская свита среднего (?) и пирнтаский горизонт нижнего кембрия, Cm$_1$ *ln* — лонтоваскнй горизонт нижнего кембрия

Литологический состав разреза *13* — торф, *14* — глина, *15* — валунная супесь (морена), *16* — гравий, *17* — известняк, *18* — известняк глинистый, *19* — мергель, *20* — мергель доломитовый, *21* — доломит, *22* — горючие сланцы — кукерситы и диктионемовые сланцы, *23* — песчаник, *24* — известняки, доломиты кавернозные, *25* — то же, трещиноватые

ных водотоков и прочие явления распространяются во всех стратиграфических горизонтах.

Вторичные доломиты и доломитизированные известняки — продукты метасоматического замещения известняков в зонах тектонического дробления — развиты вертикальными зонами шириной до 80—100 *м* на всю мощность карбонатной толщи. В связи с кавернозностью этой зоны скважность доломитизированных пород значнтельно выше, чем неизмененных. Особенно широко развита вторичная доломитизация известняков набалаского и ракверескогo горизонтов, где этот процесс приобретает почти пластовый характер.

Эти горизонты характеризуются очень пестрой водообильностью, наибольшей на участках развития активного карста. Дебит карстовых родников вблизи д. Мяэтагусе достигает нескольких десятков литров в секунду (при иссякании их в сухое время года).

Залегающие ниже породы оандуского, кейласкогo и йыхвискогo горизонтов — глинистые известняки и мергели с прослойками глин являются относительно водоупорными. При проходке ствола шахты № 7 рассматриваемая толща оказалась практически сухой. На смежном Ленинградском месторождении изоляция вод ракверескогo горизонта от залегающих ниже настолько надежная, что дренажа не происходит. Однако в полосе выхода ввиду открытой трещиноватости, нарушенности и закарстованности породы оандуско-йыхвиской толщи отличаются большей водообильностью. Кровля шахт глубиной до 40 *м*, сложенная преимущественно породами рассматриваемой толщи, не является водоупорной, и шахтный дренаж охватывает весь разрез до поверхности земли.

Наиболее сложно построена толща известняков и глинистых известняков с прослойками, а в нижней части прослоями (промышленным пластом мощностью до 3 *м*) горючего сланца (кукерсита), относящаяся к идаверескому и кукрузескому горизонтам. Водообильность идавереского и кукрузескогo горизонтов зависит от наличия вертикальной и горизонтальной трещиноватости карста. Опытными откачками удельный дебит скважин определен в широких пределах, от 0,05 до 3 *л/сек*. Водообильность рассматриваемой толщи уменьшается в южном направлении.

Ниже залегают относительно водоупорная толща мергелей ухакуского подгоризонта таллинскогo горизонта и слабо водоносные известняки низов таллинскогo, кундаскогo и волховскогo горизонтов, отделенные от кембро-ордовикскогo водоносного горизонта глауконитовыми песчаниками лээтсескогo и глинистыми битуминозными («диктионемовыми») сланцами пакеортскогo горизонта.

Воды ордовикского водоносного комплекса в полосе выхода его имеют свободную поверхность и взаимосвязаны с водами четвертичных отложений. Напор воды составляет 10—25 *м* и наблюдается в районе выхода наровских отложений. Гидростатический напор отдельных относительно изолированных водоносных пластов комплекса в общем зависит от рельефа местности и увеличивается в южном направлении по мере погружения водовмещающей толщи. Глубина залегания вод не превышает 10 *м* и достигает максимума на водоразделе поверхностного стока, совпадающего с водоразделом подземного стока. На юге напор идавереско-кукрузеского водоносного пласта, например, достигает 100 *м*. Там же местами наблюдается самоизлив из скважин.

По химическому составу воды ордовикского комплекса в общем однородны, преобладают гидрокарбонатные магниево-кальциевые с общей минерализацией 200—700 *мг/л*. По мере погружения толщи возрастает общая минерализация воды, а также содержание хлор-иона и натрия.

Питание комплекса в полосе его выхода происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и перелива вод четвертичных отложений. Разгрузка контролируется рельефом местности и направлена в сторону поверхностных водостоков бассейна Финского залива, оз. Пейпси и р. Нарвы. В районах горных выработок образовались искусственные депрессионные воронки, нарушающие естественные условия питания и разгрузки подземных вод.

Под лээтсеско-пакерортской водоупорной толщей залегает кембро-ордовикский водоносный горизонт, характеристика которого приведена в соответствующем разделе настоящей монографии. Напор воды этого горизонта на севере месторождения равен 40—50 *м*, а уровень его в отношении пласта горючих сланцев составляет от —10 до +10 *м*. На юге же месторождения напор достигает 145 *м*, а уровень превышает на 100—120 *м* отметку пласта сланцев.

Залегающая ииже толща глин лонтоваского возраста имеет мощность около 90 *м*. Она является надежным региональным водоупором в пределах почти всей территории республики. Степень влияния отдельных водоносных горизонтов и комплексов на обводненность сланцевых выработок неодинаковая. Участие различных источников в обводнении в общих чертах полностью зависит от глубины горных выработок. М. С. Газизов охарактеризовал участие отдельных источников в обводнении горных выработок треста «Эстонсланец» за период 1946—1962 гг. следующими цифрами: притоки за счет статических запасов подземных вод 3%, за счет динамического потока 25—45% и за счет вод поверхностного стока 55—75% от общего водоотлива. В этих цифрах указывается на то, что воды кровли промышленного пласта являются основным источником обводнения. По горным выработкам Ленинградского месторождения, разрабатывающим промышленный пласт на глубине 40—80 *м*, влияние последнего компонента, по мнению М. С. Газизова, сказывается незначительно. Определенная отрегулированность притока воды в горные выработки наблюдается и на более глубоких шахтах №№ 8 и 10 Эстонского месторождения: коэффициент неравномерности в 1957—1963 гг. составлял по ним соответственно 6,7—14,0 и 8,0—19,0, в то время как для шахты неглубокого заложения (Кукрузе) он колебался в пределах 11—53.

В этом проявляется увеличивающееся в южном направлении значение оандуско-йыхвиской относительно водоупорной толщи. Можно ожидать, что в южной части месторождения при глубине шахт до 50 *м* и более влияние атмосферных осадков на распределение притоков во времени будет ничтожным. Если на неглубоких шахтах наиболее слож-

ной является борьба с инфлюацией вод в периоды интенсивного снеготаяния или дождей, то на проектируемых глубоких шахтах главной опасностью следует считать, по аналогии с Ленинградским месторождением, возможные прорывы напорных вод из почвы и кровли пласта, а также из закарстованных нарушений, особенно в опережающих горных выработках (табл. 71).

Таблица 71

Водоотлив из некоторых шахт и карьеров треста «Эстонсланец» в 1960—1963 гг.

Шахта	Годы			
	1960	1961	1962	1963
	Величина водоотлива, тыс. $м^3$			
Кукрузе	4 296	3 176	5 586	2 006
№ 4	4 188	5 357	11 033	5 012
№ 10	8 744	11 960	19 505	12 547
Суммарный водоотлив по центру* сланцевого месторождения	51 876	64 775	107 069	51 358
Кохтла	Нет сведений	27 119	42 843	15 501
Кивиыли	То же	Нет сведений	34 117	14 276
Вийвиконна	5 045	5 648	11 081	8 896
Сумма водоотлива по Эстонскому месторождению	Нет сведений	Нет сведений	207 789	99 833

* Сумма по шахтам Кява-2, Кукрузе, № 2, 4, 6, 8 и 10.

По конкретным водопроявлениям притоки в горные выработки распределяются между притоками из закарстованных вертикальных трещин, зон дробления («карстовых нарушений») и горизонтальных трещин. Количество воды, поступающей из ненарушенной толщи пород, ничтожно. Закарстованные зоны дробления представляют основной осложняющий горногеологический фактор при разработке месторождений, поскольку, кроме притоков воды, с ними связаны явления обрушения кровли выработок и вертикальные смещения промпласта амплитудой до нескольких метров. Система кольматированных карстовых пустот в зонах дробления образует, по данным режимных наблюдений, своеобразные вертикальные барьеры для циркуляции вод. Последнее обстоятельство приводит к резкому увеличению притоков в выработки при пересечении таких зон.

Следует отметить еще некоторые особые черты отдельных участков Эстонского месторождения горючих сланцев. Обособленность гидрогеологических условий выявляется в промышленно освоенной северной полосе месторождения. Центральная часть месторождения, охватывающая семь действующих шахтных полей, характеризуется возвышенным рельефом, а также поверхностным и подземным стоком, направленным в сторону окружающих низин. Поэтому обводненность этой части месторождения наименьшая. Исключение составляет расположенная на склоне между Ахтмеской пластовой возвышенностью и Оямааской пластовой низиной шахта Кохтла, которая отличается постоян-

ным, но очень большим притоком: коэффициент водообильности составляет 19—63 *м³/т*, в то время как по другим шахтам центральной части бассейна этот показатель не превышает 4—15 *м³/т*. Установлено, что значительная доля притока приходится на инфлюацию воды из речки Кохтла по карстовым пустотам. Немаловажное значение имеет, по-видимому, и общая обводненность участка, а. также направление подземного стока с востока и юга в сторону шахты.

Сброс воды из горных выработок в естественную гидросеть производится канавами. Однако значительная часть водоотводных канав проходит над отработанным шахтами пространством, где происходит обратная инфлюация воды в горные выработки. Устранение инфлюации сбросовых вод позволило бы значительно уменьшить обводненность шахт центральной части месторождения.

Гидрогеологические условия восточной части месторождения, расположенной на равнинной территории, в общем однородные и благоприятствуют разработке месторождений карьерным способом.

Наименее изучены гидрогеологические условия западной части месторождения, охватывающей оямааскую пластовую низину с отдельными останцами и глубокими эрозионными врезами (погребенными долинами), а также северо-восточные склоны Пандивереской возвышенности с всхолмленным рельефом. На площади месторождения происходит поверхностный и подземный сток в северном направлении. Возможно, что некоторые участки западной части месторождения будут отличаться значительной обводненностью.

Месторождения фосфоритов, состоящих из скоплений раздробленных створок беззамковых брахиопод в песчаниках, расположены вдоль южного берега Финского залива между городами Таллин и Нарва. В настоящее время разрабатывается только Маардуское месторождение близ Таллина. Выход фосфоритоносного пакерортского горизонта нижнего ордовика приурочен к Северо-Эстонскому глинту и к склонам глубоких речных долин, прорезающих приглинтовую полосу. К югу от глинта промышленный пласт погружается под ордовикские карбонатные породы на глубину до 30 *м*. Мощность четвертичных отложений незначительная (0,1—3,0 *м*). Характер залегания и динамика подземных вод обусловливаются прежде всего расположением месторождений в зоне разгрузки вод четвертичной, ордовикской и кембро-ордовикской водоносных толщ. Значение вод четвертичных отложений ввиду незначительной мощности их небольшое. Карбонатные породы среднего и нижнего ордовика мощностью до 25 *м*, разбитые системой вертикальных и горизонтальных трещин и затронутые процессами карста и доломитизации, характеризуются пестрой, местами значительной водообильностью. Уровень вод располагается на 10 *м* ниже поверхности земли. Уровенный режим находится в полной зависимости от атмосферных условий, амплитуды колебания достигают нескольких метров. Удельные дебиты, по данным опытных откачек из буровых скважин, на всех месторождениях колеблются в широких пределах (0,1—30 *л/сек*), средний коэффициент фильтрации составляет 5—15 *м/сутки*. Воды ордовикского комплекса — гидрокарбонатные магниево-кальциевые, с общей минерализацией до 500 *мг/л*.

Питание комплекса происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и грунтового потока с юга из более возвышенной части Северо-Эстонского плато. Разгрузка в виде пластового выхода и отдельных родников осуществляется в уступе глинта и глубоких речных долинах.

Полезный пласт мощностью до 3 *м* залегает в верхней части кембро-ордовикского водоносного горизонта. Мощность горизонта колеблется

в пределах от 10 до 30 *м*, преимущественно 20—30 *м*. Воды в основном напорные, пьезометрический уровень залегает на 15 *м* ниже поверхности земли, высота напора в южной части месторождений достигает 15—25 *м*. Удельные дебиты составляют 0,1—0,8 *л/сек*, средние коэффициенты фильтрации по месторождениям 2,7 *м/сутки*. На месторождении преобладают гидрокарбонатно-кальциевые воды. Питание горизонта осуществляется за счет инфильтрации вод ордовикского водоносного комплекса и подземного потока. Разгрузка происходит в уступе глинта и в речных долинах. Кембро-ордовикский горизонт надежно изолирован от нижележащих лонтоваским водоупором.

Таким образом, в обводнении месторождений фосфоритов принимают участие преимущественно грунтовые воды нижней части ордовикского водоносного комплекса и напорные воды кембро-ордовикского горизонта. Обводненность того или иного участка месторождений зависит прежде всего от условий естественного дренажа водоносных горизонтов глинтом. Максимальные фактические притоки в горные выработки с 1955 по 1961 г. составляли 93—240 $м^3/час$, или 3,61—5,76 *л/сутки* на 1 $м^2$ площади выработок. Ожидаемые притоки в горные выработки различных месторождений, по расчетам, достигают 25 *л/сутки* на 1 $м^2$ площади. По-видимому, эта цифра завышена. Режим поступления воды в горные выработки зависит от атмосферных условий.

Некоторое влияние на обводненность горных выработок при отработке южных частей месторождений будут иметь поверхностные водоемы — реки, озера и погребенные долины, заполненные водоносными отложениями. Однако наличие охранных целиков (специально оставленных) или же сброс воды канавами в сторону глинта полностью обеспечивает безопасность ведения горных работ. Последний способ применяется и для удаления шахтных вод.

МЕЛИОРАТИВНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ЗЕМЕЛЬ

Развитие сельского хозяйства в Эстонии еще в далеком прошлом было тесно связано с мелиоративными работами. Для освоения земель под пашни и культурные луга требовалась расчистка кустарника, корчевка пней, уборка камней и ликвидация избыточного увлажнения. Первые конкретные данные об осушительных работах относятся к XVII веку. В 1853 г. в отдельных имениях начал применяться гончарный дренаж. В начале XX века встал вопрос об освоении болот. В 1911 г. была основана опытная станция по окультивированию болот (теперь Тоомаская опытная станция Института земледелия и мелиорации ЭССР). В буржуазной Эстонии значительные мелиоративные работы стали осуществляться лишь с 1935 г. В период 1935—1939 гг. осваивалось около 10 тыс. *га* целинных земель в год, но осушение их было экстенсивным. Несмотря на большое значение мелиорации в развитии сельского хозяйства Эстонии, общий объем мелиоративных работ в условиях феодальных, а затем капиталистических отношений оставался ограниченным. Мелиоративные работы проводились в основном вручную. После Великой Отечественной войны с развитием коллективного и государственного сельского хозяйства в Эстонии мелиорация земель приобретает первостепенное значение.

По данным учета земельного фонда ЭССР на 1 ноября 1963 г. общая площадь сельскохозяйственных земель республики равна 1828,9 тыс. *га*, из которых 1085,0 тыс. *га*, т. е. 57%, избыточно-увлажненных. Земли с нормальным водным режимом в республике занимают около 350 тыс. *га* (схема распределения сельскохозяйственных земель

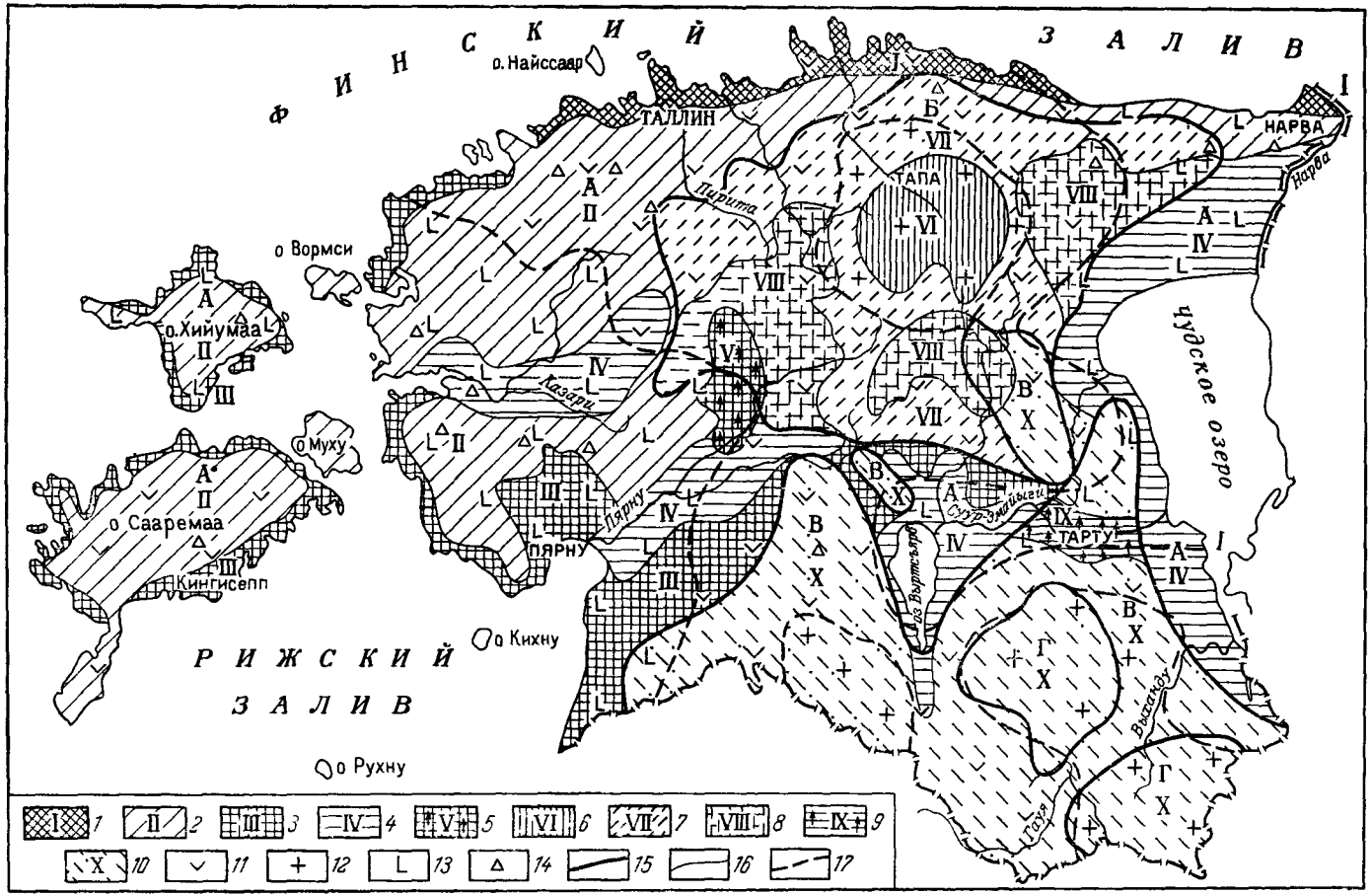

Ф И Н С К И Й З А Л И В
о. Найссаар
ТАЛЛИН
НАРВА
Нарва
ТАПА
Пярнйыги
о Вормси
о. Хийумаа
Казари
о Муху
о. Сааремаа
Кингисепп
ПЯРНУ
Пярну
Р И Ж С К И Й З А Л И В
о Кихну
о Рухну
ТАРТУ
Чудское озеро
Суур-Эмайыги
Выртсъярв
Выханду
Пяпа
I 1
II 2
III 3
IV 4
V 5
VI 6
VII 7
VIII 8
IX 9
X 10
11
12
13
14
15
16
17

Рис 55 Обзорная карта мелиоративно-гидрогеологического районирования территории Эстонской ССР

Области *А* — абразионно-аккумулятивная низменность, *Б* — слабоволнистая моренная равнина, *В* — возвышенная холмисто моренная равнина, *Г* — крупные холмисто моренные возвышенности

Районы, увлажнения земель за счет *1* — дренирующихся подземных вод, в меньшей мере за счет грунтовых и атмосферных вод, *2* — атмосферных осадков и в меньшей степени — за счет грунтового питания, *3* — грунтовых вод, в меньшей степени — за счет атмосферных осадков, *4* — паводковых вод рек или озер грунтовых вод и в меньшей степени за счет атмосферных осадков *5* — подземных напорных вод и в меньшей степени за счет атмосферных осадков, *6* — атмосферных осадков *7* — атмосферных осадков, в меньшей степени за счет поверхностных вод, стекающих с возвышенных участков, и частично — за счет грунтовых вод, *8* — грунтовых вод, в меньшей степени за счет поверхностных вод, стекающих с возвышенных участков других районов, и за счет атмосферных осадков, *9* — паводковых вод р Эмайыги и в меньшей степени за счет подземных напорных вод среднего и верхнего девона и поверхностных вод, притекающих с возвышенных участков, *10* — поверхностных вод, стекающих с возвышенных участков, и незначительно — за счет грунтовых вод

Распределение сельскохозяйственных земель по степени избыточного увлажнения (в % от общей площади сельскохозяйственных земель) *11* — до 40 *12* — от 40 до 60, *13* — свыше 60

Прочие знаки *14* — участки отсутствия сплошного водоупора, отделяющего воды четвертичных отложений от нижележащих — палеозойских, *15* — граница между областями, *16* — граница между районами, *17* — граница распределения сельскохозяйственных земель избыточного увлажнения

по избыточному увлажнению дана на рис. 55). Кроме того, требуется осушить около 300 тыс. *га* земель гослесфонда. Поэтому основной задачей сельскохозяйственных мелиоративных работ в Эстонской ССР в настоящее время является осушение увлажненных пахотных земель и лесных массивов и приведение естественных лугопастбищных земель в культурное состояние. Наряду с осушением важное значение приобретают культурно- и агротехнические мероприятия. Общая площадь земель с осушительной сетью в государственных хозяйствах и колхозах республики составила 504 тыс. *га*, в том числе осушено закрытым дренажем 99,5 тыс. *га*, или 19,7%. На площади 339 тыс. *га* (67%) осушительная сеть подлежит восстановлению и реконструкции. В перспективе развития мелиоративных работ республики намечается в период 1966—1970 гг. из площади 240 тыс. *га* осушить закрытым дренажем *208* тыс. *га*.

Принципы гидрогеологического районирования для обоснования мелиорации. За основу мелиоративно-гидрогеологического районирования Эстонии взяты тип и источник водного питания земель и болот, определяющие характер мелиоративных мероприятий по их осушению. Районирование территории для обоснования мелиораций произведено по двум таксономическим единицам — областям и районам. Области выделены по геоморфологическому признаку, отражающему общие естественно-исторические закономерности. Районы внутри областей выделены по установлению общих мелиоративных категорий. В практике часть территории, характеризующаяся одним типом природных условий и отличающаяся от ее других частей потребностью в определенном составе мелиоративных мероприятий, выделяется как «гидрогеолого-мелиоративный район» (Роговская, 1959).

Обзорная карта мелиоративно-гидрогеологического районирования территории ЭССР используется в целях планирования сельского хозяйства, составления мелиоративных планов и предварительных прогнозных оценок.

Мелиоративно-гидрогеологическая характеристика выделенных элементов районирования территории. На территории Эстонской ССР выделено четыре геоморфологические области: *А* — абразионно-аккумулятивных низменностей, *Б* — слабоволнистой моренной равнины, *В* — холмисто-моренной равнины, *Г* — крупных холмисто-моренных возвышенностей. Общими факторами, определяющими избыточное увлажнение земель всех выделенных областей, является превыше-

ние количества атмосферных осадков (среднее годовое 500—700 *мм*) над количеством испаряющейся влаги (среднее годовое 275—350 *мм*), а также неравномерное распределение осадков по отдельным периодам года. В частности, значительное количество осадков приходится на период года с низкими температурами (осень — зима) и составляет 40—55% от их общей среднегодовой величины. Существующие местные причины и факторы в одних случаях усиливают, а в других — ослабляют действие основных факторов. К ним относятся рельеф местности, водопроницаемость почво-грунтов, паводковое затопление пойм рек и озер, выходы родников или выклинивание подземных вод, близкое залегание к поверхности уровня грунтовых вод, карстопроявление на поверхности и др. Таким образом, к основным факторам, обусловливающим развитие и распределение переувлажненных земель республики, отиосятся орографические, геологические и гидрогеологические. Основная часть переувлажненных земель в Эстонии приурочена к низменностям, особенно к бассейнам рек Пярну, Казари, а также к низменностям озер Чудского, Псковского и Выртсъярв. На пологой моренной равнине переувлажненные земли сосредоточены главным образом в краевых областях ее — западной, южной и восточной. В пределах возвышенностей они наблюдаются в основном небольшими участками в понижениях и по речным долинам. Избыточно увлажненные земли Эстонии в зависимости от преобладающего фактора переувлажнения подразделяются по типам водного питания следующим образом: 1) земли атмосферного питания, увлажняемые за счет атмосферных осадков (дождя и весенних талых вод); 2) земли грунтового питания, увлажняемые безнапорными водами (грунтовыми); 3) земли напорно-грунтового питания, увлажняемые напорными водами; 4) земли родникового питания или выклинивающихся подземных вод, увлажняемые за счет родниковых вод на поверхности или вод выклинивающихся водоносных горизонтов; 5) земли паводкового питания, увлажняемые водами разливающихся рек или озер в период снеготаяния или ливневых дождей; 6) земли поверхностного питания, увлажняемые за счет поверхностных вод, стекающих с возвышенных площадей.

Область А — абразионно-аккумулятивных низменностей — занимает около половины территории республики и распространяется в западной, северо-западной, северной и в восточной ее частях, а также в низменностях озер Чудского, Псковского, Выртсъярв и на островах. На юге этой области развиты кембро-ордовикские песчано-глинистые и карбонатные силуро-ордовикские породы, а на севере — глинисто-песчаниковые девонские отложения. Неровности рельефа создают лишь отдельные узкие песчаные полосы — береговые валы с дюнами, высокие гряды, редкие моренные холмы, а также широкие, но неглубокие речные долины с пологими коренными склонами бассейнов наиболее крупных рек Казари и Пярну. Исключение составляет также узкая полоса, идущая вдоль побережья Финского залива, так называемая предглинтовая низменность. С юга она ограничена отвесным уступом коренных пород (Северо-Эстонский глинт), а к морю спускается террасами. Общий уклон поверхности составляет 0,0006—0,001. Характерно для области также развитие маломощного четвертичного покрова в пределах предглинтовой полосы, а также вдоль южной границы области и в юго-западной его части. Частое распространение на поверхности имеют альвары и карстопроявления.

Зону аэрации слагают преимущественно песчаные и супесчаные морские (mQ IV) и торфяные болотные отложения (pQ IV), в местах их отсутствия — моренные суглинки, на альварных участках — карбонатные породы силуро-ордовика. На этих породах развиты песчаные под-

золисто-болотные почвы. Дюнная область включает наиболее крупные болотные массивы и заболоченные участки республики. Залегающие с поверхности пески являются хорошим естественным коллектором. Они почти полностью поглощают выпадающие атмосферные осадки и в сочетании с равнинным характером области определяют незначительный поверхностный сток. Таким образом, территория низменной Эстонии представляет область, аккумулирующую атмосферные воды.

Область Б представлена слабоволнистой моренной равниной силуро-ордовикского карбонатного плато, полого спускающегося от центра к периферии с абсолютными отметками поверхности 50—100 *м*. Встречаются озовые гряды высотой 10—20 *м*. В центре области выделяется плоско-волнистая возвышенность Пандивере с относительным превышением 10—20 *м*. Общий уклон поверхности составляет 0,0009—0,001. Четвертичный покров, так же как и в области *А*, развит слабо (1—5 *м*). Нередко встречаются альварные участки, наблюдается повышенное проявление карста на поверхности. Зона аэрации мощностью 0,5—5 *м* сложена преимущественно ледниковыми валунными суглинками и болотными отложениями, иногда флювиогляциальными и озерно-ледниковыми геолого-генетическими комплексами пород. На альварных участках развиты карбонатные породы силуро-ордовика. Почвенный слой представлен выщелоченными и оподзоленными дерново-карбонатными и дерново-глеевыми почвами. Характерным для области является возрастание роли поверхностного стока в почвообразовательных процессах и ослабление влияния подземных грунтовых вод и в центральной части области, отличающейся интенсивной закарстованностью.

Область В — холмисто-моренная равнина, сложенная преимущественно глинисто-песчаниковыми отложениями. Она занимает южную часть территории республики и характеризуется холмисто-моренным озово-камовым и друмлинным рельефом с абсолютными отметками 50—100 *м*. Общий уклон поверхности составляет 0,001—0,009. Почти на всей территории этой области развита мощная толща четвертичных отложений (от 5—50 до 100 *м* и более). Зону аэрации мощностью 1—10 *м* слагают песчаные, песчано-галечниковые и суглинистые породы флювиогляциальных, озерно-ледниковых и ледниковых отложений. В этой зоне на морене развиты дерново-подзолистые почвы, на друмлинах — супесчаные выщелоченные и оподзоленные дерново-карбонатные, а между друмлинами — дерново-глеевые и болотные почвы. Моренные отложения данной области более песчаные, чем вышеописанные, и, по-видимому, обладают более высокими инфильтрационными свойствами. Холмистый рельеф равнины определяет наряду со значительным поверхностным стоком выпадающих атмосферных осадков и аккумуляцию их в понижениях между холмами. Для области характерно развитие эрозии почв.

Область Г — крупные холмисто-моренные возвышенности краевых и конечных ледниковых образований. К ним относятся возвышенности Отепя и Хаанья, расположенные в юго-восточной части республики в пределах глинисто-песчаникового девонского поля. Область возвышенностей характеризуется сложным холмисто-моренным рельефом, с частым чередованием холмов и понижений, с преобладанием отдельных холмов высотой от 10—40 до 60—75 *м*. Абсолютные отметки поверхности Отепяской возвышенности достигают 100—160 *м*, а Хааньяской — 250 *м* и более. Уклоны поверхности составляют 0,002—0,01. Мощность четвертичных отложений изменяется от 10—50 до 100—120 *м* и более. Состав зоны аэрации описываемой области (мощностью 1—5 *м*) аналогичен области *В*. В почвенном слое преобладают супесчаные и эродированные дерново-подзолистые почвы. В отличие от области *В*,

наиболее значительные уклоны поверхности области *Г* определяют и более высокий сток поверхностных вод, что снижает возможность поверхностной аккумуляции этих вод в пределах данной области.

Мелиоративно-гидрогеологическая характеристика районов. В пределах указанных областей выделено десять мелиоративно-гидрогеологических районов.

Район I — предглинтовая низменность, включающая часть территории области *А*, которая на севере проходит узкой полосой вдоль побережья Финского залива. Зона аэрации мощностью 0,5—3,0 *м* представлена в основном морскими песками, реже болотными ледниковыми и озерно-ледниковыми отложениями (торфяники, суглинки, пески и глины). У подножия напорных уступов террасы земли обычно заболочены. По характеру водного питания избыточно-увлажненные земли относятся к району, в котором увлажнение осуществляется за счет дренажа подземных вод Северо-Эстонским глинтом и в меньшей мере — за счет неглубоко (до 1 *м*) залегающих грунтовых вод, и атмосферных осадков. Основным способом осушения и прекращения дальнейшего развития переувлажнения почв района является устройство нагорных каналов для перехвата дренируемых подземных и поверхностных вод. Осушение переувлажненных участков грунтового питания в пределах данного района целесообразно производить путем устройства коллекторно-дренажной и отводящей воду самотеком сети.

Район II занимает большую часть территории области *А*, охватывая почти всю западную, северную и северо-восточную ее части, а также острова. Зону аэрации мощностью 1—3 *м* слагают песчаные породы морских отложений, торфяники, ледниковые суглинки, иногда озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения. На альварных участках зона аэрации сложена породами силура или ордовика. Альварные участки и карстовые полости на поверхности описываемого района являются очагами поглощения поверхностных вод. Однако равнинность рельефа и хорошая водопроницаемость зоны аэрации, сложенной песками, снижают эффективность их действия в пределах данного района. Выпадающие атмосферные осадкн либо инфильтруются песками на месте их выпадения, либо аккумулируются на участках распространения слабоводопроницаемых пород зоны аэрации. Таким образом, основными источниками водного питания избыточно-увлажненных земель района являются атмосферные осадки и в меньшей степени — грунтовое питание. Осушение избыточно-увлажненных земель данного района рекомендуется проводить методом комплексного осушения: наряду с открытой коллекторно-дренажной сетью необходимо сооружение вертикального дренажа (на участках отсутствия водоупорных пород, разделяющих грунтовые воды четвертичных отложений от нижележащих вод, заключенных в карбонатных породах ордовика или силура), а также путем использования откачиваемых вод для сельского водоснабжения.

Район III распространяется узкой полосой вдоль побережий Рижского и Финского заливов, на островах и на юго-западе территории области *А*. Строение и состав зоны аэрации сходны с таковыми в районе II, но в данном случае мощность зоны аэрации не превышает 1 *м*. Основным источником водного питания избыточно-увлажненных земель этого района являются неглубоко залегающие грунтовые воды (величина высоты капиллярного поднятия песков превышает 1 *м*, ледниковых суглинков достигает 2,5—3 *м* и больше) и атмосферные осадки. Участие морских вод в питании избыточно-увлажненных земель отмечается только в узкой прибрежной полосе. Основным способом осушения является устройство коллекторно-дренажной сети.

Район IV занимает территорию бассейнов рек Пярну и Казари и низменности озер Чудского, Псковского и Выртсъярв. Мощность зоны аэрации не превышает 1—3 *м*. Источниками питания избыточно-увлажненных земель являются разливающиеся воды этих рек и озер в паводковый период весной и часто летом, а также грунтовые воды и в меньшей степени — атмосферные осадки.

Рекомендуемые мероприятия по осушению и предотвращению дальнейшего увлажнения земель данного района сводятся к обвалованию речных русел и побережий озер и устройству коллекторно-дренажной сети. Для повышения поверхностного стока целесообразно проведение выборочного бороздования, профилирования поверхности и др.

Район V занимает небольшую площадь, охватывая территорию областей *А* и *Б*. Зону аэрации мощностью до 1 *м* слагают болотные, морские и озерно-ледниковые отложения. Источниками водного питания избыточно-увлажненных земель являются подпитывающие их напорные воды, заключенные в породах силуро-ордовика и в меньшей степени — атмосферные осадки. К основным мероприятиям по осушению земель относятся снижение напора подземных вод при помощи вертикального дренажа, а также устройство закрытой коллекторно-дренажной сети.

Район VI распространяется в центральной части области *Б* в пределах возвышенности Пандивере. Зона аэрации мощностью 1—3 *м* представлена в основном ледниковыми суглинистыми отложениями. На закарстованных участках мощность зоны увеличивается до 5 *м* и более и представлена двухслойной толщей пород: ледниковыми суглинками и карбонатными породами силуро-ордовика. Ускоренный поверхностный сток, водопоглощающее действие карста и достаточно большая мощность зоны аэрации определяют удовлетворительный водный режим земель данного района. Источником питания избыточно-увлажненных земель являются атмосферные осадки. Рекомендуемые мероприятия по осушению земель — устройство коллекторно-дренажной сети.

Район VII занимает большую часть области *Б*. Зону аэрации мощностью 1—3 *м* слагают ледниковые, озерно-ледниковые, иногда флювиогляциальные и болотные геолого-генетические комплексы песчаных суглинистых и торфяных пород и в некоторых случаях — карбонатные породы силуро-ордовика. Источниками водного питания избыточно-увлажненных земель являются атмосферные осадки, а также поверхностные воды, стекающие с возвышенных участков, и частично грунтовые воды. Рекомендуемые мероприятия по осушению избыточно-увлажненных земель и предотвращению их дальнейшего увлажнения выражаются в устройстве коллекторно-дренажной сети и нагорных каналов, перехватывающих поверхностные воды. На отдельных участках района, где отсутствует водоупорная толща, разделяющая грунтовые воды четвертичных отложений от нижележащих, заключенных в породах ордовика и силура, рекомендуется вертикальный дренаж с использованием откачиваемых вод для водоснабжения (см. рис. 55).

Район VIII распространен в краевых частях области *Б*. Зона аэрации мощностью до 1 *м* представлена в основном болотными и реже озерно-ледниковыми и ледниковыми отложениями. Источниками водного питания избыточно-увлажненных земель являются грунтовые и поверхностные воды, а также атмосферные осадки. Рекомендуемые мероприятия по осушению избыточно-увлажненных земель — такие же, как для района VII. Кроме того, осушение бессточных понижений данного района, а также районов II, VI, VII возможно через закарстованные коренные породы.

Район IX распространяется небольшой полосой на территории области *В* вдоль долины р. Эмайыги. Зона аэрации мощностью 1—3 *м*

сложена в основном ледниковыми и озерно-ледниковыми суглинистыми и песчаными отложениями. Источниками питания избыточно-увлажненных земель являются паводковые воды р. Эмайыги, а также напорные воды, заключенные в глинисто-песчаниковой толще среднего и верхнего девона. Кроме того, в процессе водного питания этих земель принимают участие поверхностные воды, стекающие с возвышенных участков района. Рекомендуемые мероприятия по осушению избыточно-увлажненных земель сводятся к обвалованию русла реки, снижению напора подземных вод путем вертикального дренажа (с использованием откачиваемых вод для сельского водоснабжения) и к устройству нагорных каналов, перехватывающих поверхностные воды. В слабоводопроницаемых грунтах зоны аэрации необходимо устройство закрытой коллекторно-дренажной сети.

Район X имеет широкое распространение и охватывает всю площадь холмистого рельефа областей *В* и *Г*. Зона аэрации мощностью от 1 до 5 *м*, иногда до 10 *м* представлена различными геолого-генетическими комплексами пород в основном ледниковых, озерно-ледниковых и флювиогляциальных отложений. Источниками водного питания избыточно-увлажненных земель являются поверхностные воды, стекающие с возвышенных участков, а также грунтовые воды. К основным рекомендуемым мероприятиям по осушению избыточно-увлажненных земель относятся: 1) устройство нагорно-ловчих каналов для перехвата поверхностных вод и 2) сооружение закрытой коллекторно-дренажной сети.

Основным видом закрытого дренажа, применяемого в Эстонии, является гончарный. Если глубина торфа больше глубины закладки дрен, то применяют и деревянные (желобковые и дощатые) трубы. Фашинного, жердяного и каменного дренажа в Эстонии не строят, поскольку он обладает недостаточной осушительной способностью и является непрочным. По тем же причинам не находит применения и кротовый дренаж.

Глубину заложения дрен определяют по норме осушения. Исследования Эйсен показывают, что в связи с понижением уровня грунтовых вод наблюдается интенсивное повышение урожайности. Начиная с определенной глубины залегания зеркала грунтовых вод прирост урожая уменьшается. В мало- и среднеразложенных торфяных грунтах Тоомаской опытной станции этой глубиной является 0,75—0,80 *м*. Такая глубина грунтовой воды считается минимальной нормой осушения. Упомянутая норма осушения является приемлемой и для средних и тяжелых минеральных грунтов. В легких минеральных грунтах норму осушения уменьшают на 0,1—0,15 *м*. Глубина регулирующей сети должна превышать норму осушения на 0,3—0,5 *м*. Исходя из вышеизложенного, глубина заложения дрен и канав на лугах равна 0,9—1,1 *м*, на пашнях и пастбищах 1,0—1,3 *м*. Вследствие осадки торфа после осушения глубина дрен и каналов уменьшается. Поэтому первоначальная глубина должна быть увеличена в среднем на 20—30%. Величина осадки и первоначальная глубина осушителей в низинных болотах определяются формулами У. Х. Тоомберга (1957):

$$ho = \frac{h + D}{1 - 0{,}14m},$$

где ho — проектная глубина осушителей, *м*;

h — требуемая глубина осушителей после осадки торфа, *м*;

D — сработка залежи, *м* (для гончарного дреиажа 0,25 *м*, для деревянного дренажа 0,15 *м*);

m — коэффициент, определяется по степени разложения торфа.

Коэффициент осадки торфа характеризуется следующими величинами:

Степень разложения низинного торфа, %	*Коэффициент, m*
60	0,64
50	1,0
40	1,36
30	1,72
20	2,07

Расстояние между осушительными дренами и канавами определяется в зависимости от их глубины, а также от нормы осушения, водопроницаемости грунта, севооборота и пр. В мелиоративной практике Эстонии расстояние между дренами на минеральных грунтах принимается в тяжелых суглинках 12—16 *м*, в средних 14—20 *м*, в легких суглинках 18—26 *м*, в супесях 22—34 *м* и в песках 28—40 *м*. Расстояния между дренами в торфяных грунтах колеблются в среднем от 25 до 40 *м*. Если осушаемый участок подвергается только временному избыточному увлажнению, то в зависимости от рельефа и характера почвы проводится выборочное осушение или систематическое осушение с разреженной сетью.

Проводящей сетью для осушителей служат собирательные и магистральные каналы. Практика мелиоративных работ в республике также показала, что повышение эффективности работы дренажных каналов в слабоводопроницаемых грунтах, например в ледниковых и озерно-ледниковых супесях и суглинках, достигается путем укрепления каналов в подошве откоса хворостным плетнем и одернованием откосов. Верхняя часть откосов нередко укрепляется посевом многолетних трав.

Глава VI

ОХРАНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ВЛИЯНИЕ ДЕЙСТВУЮЩИХ ВОДОЗАБОРОВ НА ИЗМЕНЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННОГО РЕЖИМА

Эксплуатация подземных вод для хозяйственно-питьевого и технического водоснабжения на территории республики ведется повсеместно. Величина водоотбора подземных вод зависит от экономического развития того или иного района, а также от размещения промышленных объектов, роста городов и наличия источников поверхностных вод. Увеличение расхода подземных вод вызывает нарушение естественного режима их. В процессе эксплуатации подземных вод большими концентрированными водозаборами образуются крупные депрессионные воронки, радиусы влияния которых превышают десятки километров. В результате понижения гидростатического давления в водоносном пласте увеличивается водообмен между водоносными горизонтами и поверхностью земли.

В сельскохозяйственных районах, где водозаборные скважины удалены на большие расстояния друг от друга и работают без взаимодействия, влияние их на естественный режим подземных вод носит местный и временный характер.

Многие районные центры и города южной части республики в области развития девонских водоносных горизонтов и комплексов имеют суммарный водоотбор, не превышающий 2—3 тыс. *м*^{3}*/сутки*. Это не создает существенных нарушений режима подземных вод. Радиусы влияния таких водозаборов не выходят далеко за пределы городов, поскольку общая величина понижения уровней незначительная. Сравнительно хорошие водоупоры (девонские глины и морены), залегающие в кровле девонских водоносных горизонтов, надежно защищают подземные воды от загрязнения (не имеется в виду загрязнение от технически неисправных скважин). Этим объясняется постоянство их химического состава.

В районе распространения ордовикско-силурийского водоносного комплекса, особенно в городах и поселках, где отсутствует централизованное водоснабжение, эксплуатация подземных вод ведется большим количеством мелких скважин, в результате чего нарушение уровенного режима носит местный характер и выражается очень резкими подъемами и спадами его. Отсутствие надежных водоупоров в кровле водоносного комплекса вызывает сезонные изменения в химическом и бактериологическом составе подземных вод эксплуатируемого комплекса. Существенным недостатком здесь является неорганизованное хозяйство сброса сточных вод. К описанному типу можно отнести водозаборы городов Раквере, Кейла, Вяйке-Маарья, Коэру.

Водозаборы городов Пярну, Хаапсалу, Кингисепп и Кардла, расположенные на берегу моря и эксплуатирующие силурийский или ордовикский водоносные комплексы, подвержены вторжению соленых морских вод при сравнительно небольших величинах водоотбора.

Изменение естественного режима подземных вод, вызванное результатом интенсивной эксплуатации крупных водозаборов городов Таллин и Кохтла-Ярве, распространилось на большую территорию и практически совместно с водозаборами таких городов, как Локса, Кунда, Азери, Раквере и Силламяэ, охватывает всю территорию республики, прилегающую к Финскому заливу.

Наиболее крупный Таллинский водозабор, эксплуатирующий кембро-вендский водоносный комплекс, имеет районную депрессию с радиусом свыше 30 *км*. Наибольшая глубина депрессионной воронки совпадает с центральной частью города, где абсолютная отметка уровня на 30 декабря 1963 г. была — 27,56 *м*, т. е. снижение среднегодового уровня от первоначального составило 29,5 *м*. Снижение уровней за период с 1950 по 1963 г., в сравнении с ростом водоотбора, отражено на графике (рис. 56). На этом графике можно проследить, как незначительное увеличение суммарного водоотбора по району вызывает большое понижение пьезометрического уровня. Установлено, что наибольшее снижение уровня (24 *м* за год) происходит главным образом в центральной части депрессии.

По особенностям формирования нарушенного режима на территории г. Таллина выделяются три характерных района. К первому относится центральная часть депрессии, совпадающая с центром города и характеризующаяся полной зависимостью уровенного режима от водоотбора по всему району. Неравномерность эксплуатации в условиях взаимодействия скважин выражается суточными подъемами и спадами уровней, величина которых достигает 1 *м*. Годовая амплитуда колебания уровня по некоторым скважинам превышает 4 *м*, а снижение среднегодового уровня достигает 2,4 *м*.

Второй район, отражающий режим склонов депрессии, отличается более плавным ходом уровней, величина годовой амплитуды обычно не превышает 2,0 *м*, снижение среднегодового уровня достигает 1,3 *м*. Этот район охватывает восточную и южную части города. Наряду с искусственными факторами в формировании режима отмечается влияние и естественных факторов, главным образом, изменение уровня моря.

Третий район расположен полосой вдоль моря, где на фоне общего снижения уровня четко заметно влияние режима моря. Величина годовой амплитуды уровня обычно не превышает 1,2 *м*, а среднегодовое снижение колеблется в пределах 0,7—1,2 *м*. Максимальное положение уровней отмечается в начале года, а минимальное в конце, и в этих условиях годовая амплитуда совпадает со снижением уровня за год.

По данным стационарных наблюдений удельный водоотбор (*м*^{3}/*сутки* на 1 *м* снижения уровня за год) за период с 1955 по 1963 г. для центральной части города снизился от 2423 до 1950 *м*^{3}/*сутки*, соответственно удельная районная депрессия возросла от 0,41 до 0,515 *м* на 1000 *м*^{3}/*сутки*. Аналогичное изменение происходит на окраине депрессии. Непрерывный рост величины удельной депрессии свидетельствует о неустановившемся режиме фильтрации в водоносном пласте. Прогнозные расчеты по уравнениям неустановившегося движения, при условии стабилизации водоотбора по состоянию на 1963 г., дают снижение пьезометрических уровней к 1970 г. до 36,5 *м* от первоначального (до абсолютной отметки —34,5 *м*). Снижение уровней в условиях выхода водоносного комплекса в море может вызвать приток морской воды, что будет изменять качество подземных вод. По предварительным рас-

четам, для условий неустановившегося движения, принимая границу пресных и соленых вод прямолинейной, а проницаемость водосодержащих пород одинаковой, при приведенном водоотборе, равном современному (1963 г), начало поступления соленой воды в скважинах водо-

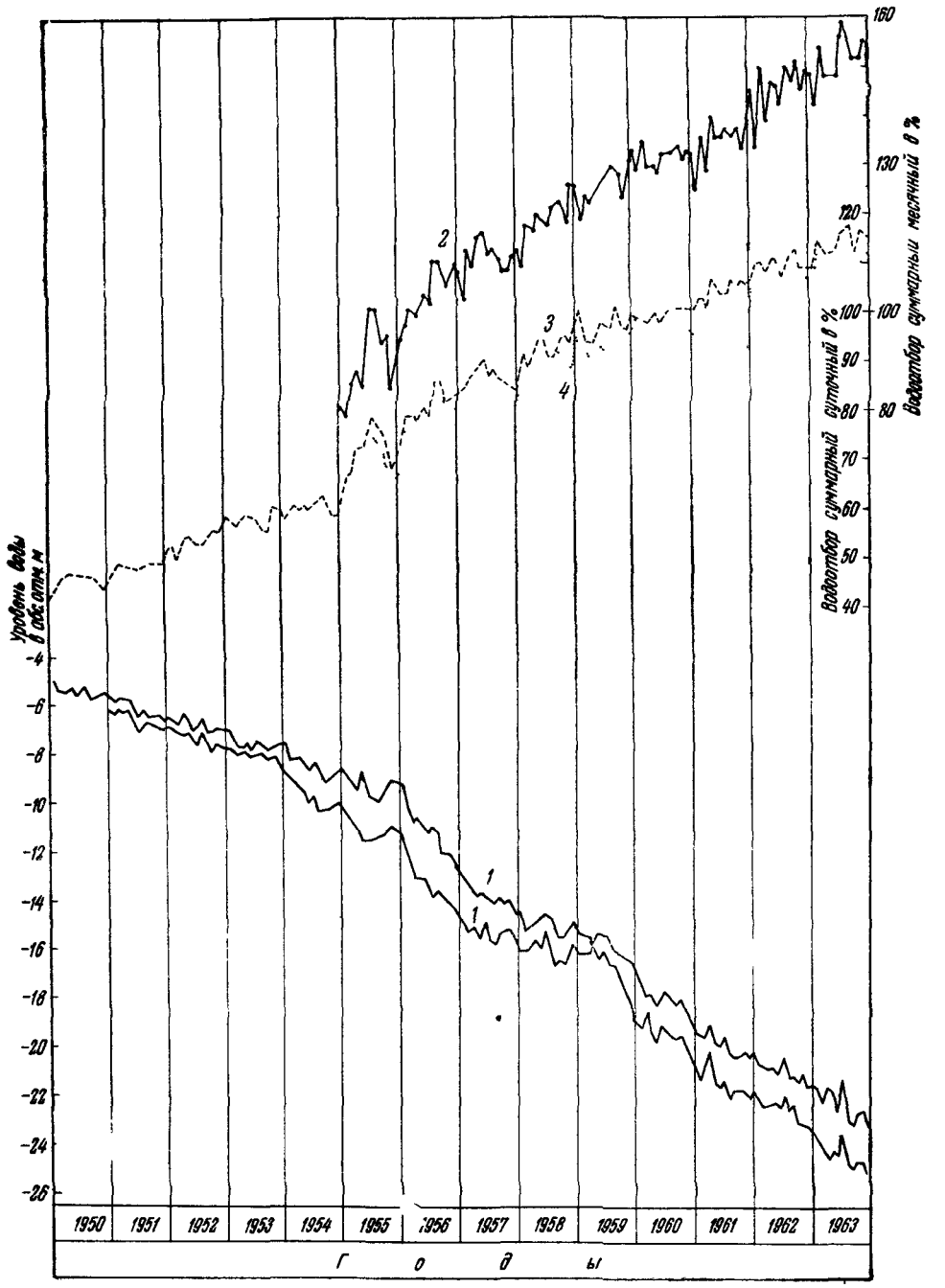


Рис 56 График изменения уровня воды по скважинам центральной части депрессии и суммарного водоотбора в г Таллине с 1950 по 1963 г

1 — среднемесячный уровень воды, *2* — водоотбор суммарный за месяц, *3* — суточная производительность всех скважин, *4* — водоотбор, приведенный за месяц

забора наступит к 2007 г. и через два года минерализация повысится до 0,8—0,9 *г/л*. До настоящего времени за период эксплуатации водозабора в течение 20 лет заметных изменений качества воды не произошло.

Второй по величине Кохтла-Ярвский водозабор, эксплуатирующий кембро-вендский водоносный комплекс, охватывает большую территорию от Кивиыли до Йыхви. Скважины концентрируются по пяти районам со своими локальными депрессионными воронками. В результате развития последних образовалась общая районная депрессия, влияние которой распространяется западнее Азери, а на востоке она объединяется с депрессиями городов Вийвиконна, Силламяэ и Сланцы Ленинградской области. Наиболее глубокая часть депрессии приурочена к пос. Ахтме, где абсолютная отметка уровня по состоянию на 1963 г. составила — 24 *м*. Несколько выше стоит уровень в Кохтла-Ярве и Йыхви. Обращает на себя внимание большая интенсивность снижения уровней в пос. Ахтме, что по всей вероятности связано с уменьшением водопроводимости в южном направлении.

Изменения уровней по скважине сланцеперерабатывающего комбината (СПК) за многолетний период, а также рост водоотбора показаны на рис. 57. Из графика следует, что за последние три года водоотбор изменялся незначительно, однако продолжалось снижение уровней. Прогнозное снижение уровней по скважине СПК к 1970 году, при *постоянном приведенном* расходе 23 000 *м³/сутки*, составит 31,5 *м* от первоначального уровня, абсолютная отметка уровня понизится до —27,5 *м*. В этом случае положение статического уровня по многим скважинам будет находиться на 100 *м* ниже поверхности земли, что несомненно отрицательно скажется на условиях эксплуатации водозабора и себестоимости 1 *м³* отбираемой воды.

Режим уровней кембро-вендского водоносного комплекса в условиях интенсивного водоотбора в Таллине и Кохтла-Ярве имеет общие черты, выражающиеся в одинаковых закономерностях затухания годовых амплитуд по мере удаления от центра водозабора, а также в непрерывном снижении уровней и в зависимости их хода от водоотбора. Отличительной чертой уровенного режима в Кохтла-Ярве является полное отсутствие влияния гидрометеорологических и гидрологических факторов. По-видимому, это объясняется тем, что величина удельной депрессии в Кохтла-Ярве в два раза выше, чем в Таллине, и поэтому реакция уровней на водоотбор в Кохтла-Ярве повышенная.

Ежегодное снижение уровня в пределах обширной территории вдоль всего побережья Финского залива, включающего ряд мелких и два сосредоточенных водозабора, создает впечатление истощения подземных вод кембро-вендского комплекса. Однако, учитывая, что снижение пьезометрических уровней происходит при непрерывном росте общего водоотбора, процесс снижения уровней является вполне закономерным. Снижение уровней на водозаборе Кохтла-Ярве при неизменном водоотборе еще не свидетельствует об истощении водоносного комплекса, так как оно вызвано, с одной стороны, увеличением водоотбора на взаимодействующих водозаборах Кивиыли, Ору, Силламяэ и, с другой — неустановившимся характером движения подземных вод.

Вообще в настоящее время нет достаточных оснований говорить об истощении подземных вод на территории республики, а следует ввести более правильное понятие об истощении подземных вод на водозаборе или же эксплуатационных запасов в результате нарушения режима эксплуатации. Как известно, под эксплуатационными запасами на участке водозабора понимается расход подземных вод, который может быть получен из водоносного горизонта рациональными в технико-эко-

номическом отношении каптажными сооружениями, при заданном режиме водоотбора и сохранении качества подземных вод в пределах нормы в течение всего срока работы водозабора. Учитывая, что в Таллине и Кохтла-Ярве происходит непрерывное снижение величины удель-

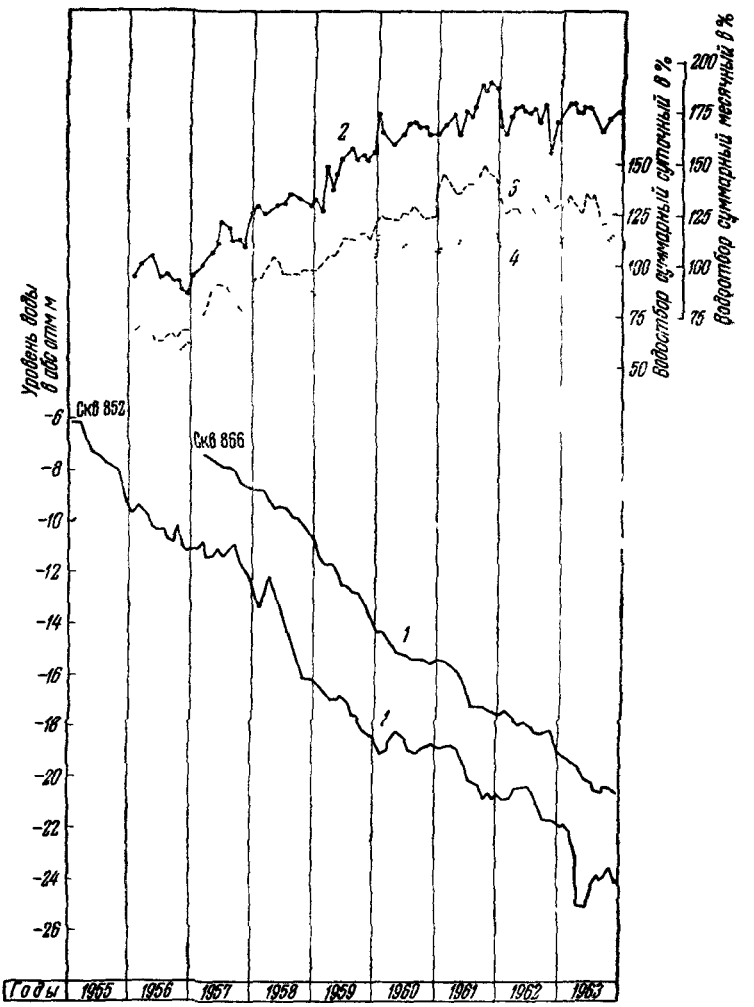


Рис 57 График зависимости изменения уровня воды по скважинам от суммарного водоотбора в зоне г Кохтла-Ярве в период с 1956 по 1963 г

1 — средний месячный уровень воды, *2* — водоотбор суммарный за месяц, *3* — суточная производительность всех скважин, *4* — водоотбор, приведенный за месяц

ного водоотбора при росте удельной депрессии, можно предполагать частичное истощение эксплуатационных запасов подземных вод на указанных водозаборах.

Сохранение качества подземных вод в пределах нормы на заданный срок эксплуатации водозабора имеет большое значение главным образом для береговых водозаборов, где поверхностные воды загрязнены или же имеют повышенную минерализацию В республике широко распространены водозаборы пресных подземных вод, расположенные на берегу моря. Для этих водозаборов предельная величина понижения

уровня определяется условиями сохранения качества подземных вод в пределах нормы. Примером истощения эксплуатационных запасов пресных вод силурийского водоносного комплекса является Пярнуский водозабор. Формирование уровенного режима силурийского комплекса в пределах водозабора обусловлено как искусственными, так и естественными факторами. Режим уровней чутко реагирует на величину водоотбора. Поэтому минимальные уровни совпадают с курортным сезоном, когда водоотбор увеличивается. Наряду с искусственными факторами отмечается влияние естественных, в первую очередь метеорологических условий. Значительное влияние на режим подземных вод, особенно в прибрежной полосе, оказывает море, ход уровня которого совпадает с ходом уровней подземных вод. Образовавшаяся в результате водоотбора депрессионная воронка имеет сравнительно небольшие размеры, радиус влияния около 1,5 *км*, минимальная отметка уровня —7 *м*.

Неравномерный режим эксплуатации в г. Пярну, бессистемное расположение водозаборных скважин при наличии фильтрационной связи морских вод с подземными привели к изменению качества последних. За последние годы отмечается увеличение минерализации подземных вод. Так, например, по скважинам центральной части города она достигла 2100 *мг/л*, с содержанием хлор-иона до 1066 *мг/л*, т. е. вода не отвечает требованиям ГОСТ 2761-57.

Таким образом, в районах береговых водозаборов, где имеется связь поверхностных вод с подземными, нарушение уровенного режима приводит к изменениям химического состава подземных вод. Как правило, в районах береговых водозаборов поток подземных вод направлен в сторону моря, а большинство водозаборов (Пярну, Хаапсалу, Таллин, Силламяэ) располагаются вдоль побережья, в результате чего и депрессионная воронка имеет форму эллипса, большая ось которого параллельна побережью. В этом случае наиболее глубокая часть депрессии располагается вдоль большой оси эллипса и таким образом имеет возможный фронт поступления минерализованных вод, равный большой оси эллипса. При расположении водозабора в линию по направлению потока, т. е. перпендикулярно берегу моря, фронт поступления морской воды сократится до величины малой оси эллипса.

Одним из методов борьбы с подтоком минерализованных вод является создание на пути их потока завесы путем закачки пресных вод или воздуха. В случае расположения водозабора в линию по потоку облегчаются и условия борьбы с минерализованными водами, так как батарея скважин, нагнетающих пресные воды или воздух, будет значительно меньше.

В условиях существующих водозаборов необходимо провести детальные гидрогеологические исследования прибрежной части водозабора, уточнить параметры водоносных горизонтов (комплексов), утвердить эксплуатационные запасы. Необходимо соблюдать строгий режим работы водозабора в целом. В Таллине, Кохтла-Ярве и Силламяэ следует ограничить дальнейшее увеличение водоотбора из кембровендского водоносного комплекса.

ХАРАКТЕР И ИНТЕНСИВНОСТЬ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД СТОЧНЫМИ ВОДАМИ

Развитие промышленности и сельского хозяйства и в связи с этим усиливающийся рост городов и поселков, производственных центров и сельскохозяйственных предприятий вызывает не только увеличение водопотребления подземных вод, но и обусловливает рост существующих, а также появление новых очагов их загрязнения.

Загрязнение подземных вод происходит путем: 1) инфильтрации неочищенных промышленных и хозяйственно-бытовых стоков, которая имеет место при отсутствии или неисправности канализационных сооружений; 2) поступления загрязненных поверхностных вод из рек, ручьев и каналов, отводящих шахтные воды (обычно время паводка); 3) эксфильтрации из подземных хранилищ силоса и жидких удобрений; 4) инфильтрации на участках применения почвенных методов очистки сточных вод (на полях фильтрации и земледельческих полях орошения); 5) инфильтрации ливневых и талых вод, размывающих производственные отвалы и смывающих грязь с площадок предприятий и улиц городов и поселков, а также уносящих удобрения и инсектофитоциды с обработанных полей. Кроме того, ливневые воды смывают загрязнения, попавшие в воздух вместе с дымом и отработанными газами, и затем разносят их в подземные и в поверхностные водоемы.

В последние годы обнаружено много фактов загрязнения артезианских скважин, однако специальных гидрогеологических исследований по выявлению характера и интенсивности такого загрязнения в Эстонии до сих пор не проводилось. Не разработана и методика этих исследований, не установлены местные санитарные нормы химического состава подземных вод для отдельных водоносных комплексов. Совершенно отсутствуют данные о самоочищающей способности подземных вод, а также об очистительных свойствах почв и грунтов.

Загрязнение подземных вод и в связи с этим ухудшение их качества зависит в основном от надежности изоляции того или иного водоносного горизонта от грунтовых вод, которые везде легко доступны для всякого рода загрязнений. Ниже дается характеристика защищенности водоносных комплексов и горизонтов от загрязнения и делается попытка систематизации имеющихся данных о загрязнении подземных вод в пределах каждого водоносного комплекса.

Кембро-вендский водоносный комплекс, приуроченный к песчаникам гдовской и ломоносовской свит, на территории Эстонии везде содержит напорные воды. Санитарная благонадежность его (ввиду перекрытия мощной 25—85 *м* водоупорной толщей глин лонтоваской свиты) не вызывает сомнения. Даже в пределах предглинтовой низменности этот комплекс хорошо защищен водоупорными глинами, а местами, в древних погребенных долинах, где эти глины частично или полностью эродированы, — мощной толщей четвертичных отложений. Следовательно, кембро-вендский водоносный комплекс в естественных условиях следует считать недоступным загрязнению с поверхности земли.

Несмотря на хорошую защищенность этого водоносного комплекса, выявлено загрязнение многих пробуренных на него скважин. По данным обследования в Эстонском сланцевом бассейне количество загрязненных скважин составляет 33% от общего количества взятых на учет. Загрязнение является в основном бактериальным, оно обусловлено или ненадежной изоляцией водоприемной части скважины от вышележащих, более легко доступных загрязнению водоносных горизонтов при бурении, или нарушением правил каптажа при эксплуатации. Загрязнения в большинстве случаев бывают вызваны недостатками в конструкции скважин. На территории промышленных предприятий сланцевого бассейна, где сильно загрязнены не только грунтовые воды, но и следующие за ними вторые водоносные горизонты, в случае дефектов конструкции скважин проникновение в нее воды из вышележащих горизонтов даже в очень незначительных количествах загрязняет воду в скважинах. В большинстве случаев загрязнение слабое и непостоянное, прояв-

ляется оно более заметно в период весеннего снеготаяния и интенсивных дождей.

Таким образом, относительно кембро-вендского водоносного комплекса можно говорить только о точечном загрязнении временного характера, обусловленного поступлением загрязняющих веществ в водоносный комплекс только через скважины, имеющие дефект. Другие пути загрязнения подземных вод этого комплекса ввиду перекрытия его мощной толщей водоупорных пород отсутствуют. Следовательно, воды кембро-вендского водоносного комплекса везде на территории Эстонии при условии правильной эксплуатации пробуренных на него скважин являются безупречными в отношении загрязнений.

Кембро-ордовикский водоносный горизонт на большей части территории республики также хорошо защищен от загрязнения. Только в северной и особенно в северо-восточной части, где верхний водоупор его ненадежен и вышележащий ордовикский водоносный комплекс часто загрязнен, воды этого горизонта местами бывают загрязнены. В целом же санитарная благонадежность горизонта удовлетворительная, площадного загрязнения его не установлено, но отмечается загрязнение многих отдельных скважин. Из 82 скважин, взятых на учет при обследовании сланцевого бассейна, оказались загрязненными 52, т. е. 63% от их общего числа. Большинство загрязненных скважин расположено на территории промышленных предприятий или вблизи последних. Отмечается как химическое, так и бактериальное загрязнение, причем во многих случаях загрязнение является постоянным, из чего можно предположить, что вокруг скважин образовались загрязненные зоны. Учитывая большое количество загрязненных скважин в сланцевом бассейне, можно предполагать наличие некоторых ограниченных участков площадного загрязнения кембро-ордовикского водоносного горизонта. Поэтому воды этого горизонта используются здесь главным образом для технического водоснабжения. Данные, позволяющие определить радиус загрязненных зон вокруг скважин, а также возможных отдельных участков площадного загрязнения, в настоящее время отсутствуют.

Помимо сланцевого бассейна загрязнение скважин кембро-ордовикского водоносного горизонта установлено и в районе Ласнамяэ (Таллин), где воды его также используются преимущественно для технического водоснабжения. Отмечено загрязнение некоторых скважин этого горизонта в Раквере. Однако здесь загрязненные скважины имеют комплексное питание, т. е. кроме кембро-ордовикского водоносного горизонта, в них вскрыты водовмещающие породы вышележащего ордовикского водоносного комплекса, который здесь в большинстве случаев загрязнен. Поэтому вопрос о загрязнении кембро-ордовикского водоносного горизонта пока еще не решен.

На остальной части территории использования кембро-ордовикского водоносного горизонта воды его не затронуты загрязнением.

Ордовикский водоносный комплекс в северной части территории республики является первым от поверхности. Поскольку водовмещающие породы сильно закарстованы и мощность четвертичных отложений, за редкими исключениями, незначительная (местами они даже отсутствуют), верхние зоны водоносного комплекса легко подвергаются загрязнению.

Обширное площадное загрязнение установлено в сланцевом бассейне. На территории промышленных предприятий, городов, поселков и шахт все скважины, питающиеся из верхней части этого водоносного комплекса, загрязнены промышленными и хозяйственно-бытовыми сточными водами, проникающими в водоносный комплекс не только по

затрубному пространству скважин, но и путем прямой инфильтрации талых и дождевых вод, вымывающих загрязнения с площадок, отвалов и т. д. Подземные воды уносят разные отходы сланцеперерабатывающих предприятий (смолы, фенолы и т. д.), отходы нефтепродуктов с площадок нефте- и автобаз и т. д. Из отвалов сланцевой золы теплоэлектростанций талые и дождевые воды выщелачивают окислы серы, железа, цинка, калия, меди и молибдена. В воде некоторых скважин обнаружена высокая — до 1100 *мг/л* — концентрация сульфат-иона и повышенное — до 2 *мг/л* — содержание железа. Содержание других вышеперечисленных компонентов в подземных водах до сих пор количественно не определено. Вода отводящего канала гидрозолоудаления Прибалтийской ГРЭС содержит 0,82 *мг/л* цинка и 0,005—0,010 *мг/л* меди, что указывает на выщелачивание этих элементов из сланцевой золы. Поэтому при дальнейших исследованиях загрязнения подземных вод следует обратить внимание и на содержание этих элементов. В пределах сланцевого бассейна на территории городов и поселков подземные воды сильно загрязняются и хозяйственно-бытовыми сточными водами, так как канализационная сеть бывает неисправна, а местами даже отсутствует.

В пределах сланцевого бассейна поверхностные воды, особенно реки Эрра и Пуртсе, сильно загрязнены. Стоки сланцеперерабатывающих комбинатов проходят лишь цикл механической очистки (дефенолляция и смолоотделение). В настоящее время стоки комбинатов после механической очистки содержат до 200—250 *мг/л* фенолов и более 20 *мг/л* смол, а до 1962 г. содержание их было значительно большим. Реки Эрра и Пуртсе превращены в сточные канавы. В них полностью погибла растительность, а дно р. Эрра покрыто слоем битумена толщиной 30 *см*.

Степень загрязнения водотоков (рис. 58) определялась исходя из имеющихся сведений рекогносцировочного характера, а также по бактериологическим анализам. По наиболее крупным водотокам степень загрязнения определялась по величине БПК (биологическая потребность кислорода).

Слоем битума покрыты также карстовые поноры в районе Ухаку. Поскольку реки сланцевого бассейна врезаны в породы ордовикского водоносного комплекса, подземные воды его в зоне активного водообмена, т. е. до глубины 20—30 *м*, в районе этих рек также сильно загрязнены. Воды шахтных колодцев и неглубоких скважин, расположенных на расстоянии 1—2 *км* от берегов этих рек, совершенно непригодны для питья. Загрязнению подземных вод способствуют и карстовые явления, интенсивно развитые в этом районе. Кроме того, распространению загрязнения в вертикальном направлении способствует масса незатампонированных геологоразведочных скважин, пробуренных в сланцевом бассейне с 1945 по 1958 г.

В северной Эстонии, вне пределов сланцевого бассейна, промышленными стоками сильно загрязняются реки Ягала и Кейла. Стоки целлюлозно-бумажных комбинатов Кехра и Кохила до их сбрасывания в реки очищаются лишь механически. Поскольку эти реки пересекают закарстованные районы, они также загрязняют подземные воды. Однако степень и распространение загрязнения подземных вод в этих районах до сих пор не изучались. На территории небольших городов и поселков северной Эстонии воды поверхностной части ордовикского водоносного комплекса сильно загрязняются хозяйственно-бытовыми стоками. Подробно обследовано загрязнение шахтных колодцев и неглубоких (до 25 *м*) скважин на воду в г. Раквере. В результате установлено, что 80% от общего количества обследованных колодцев и скважин являются

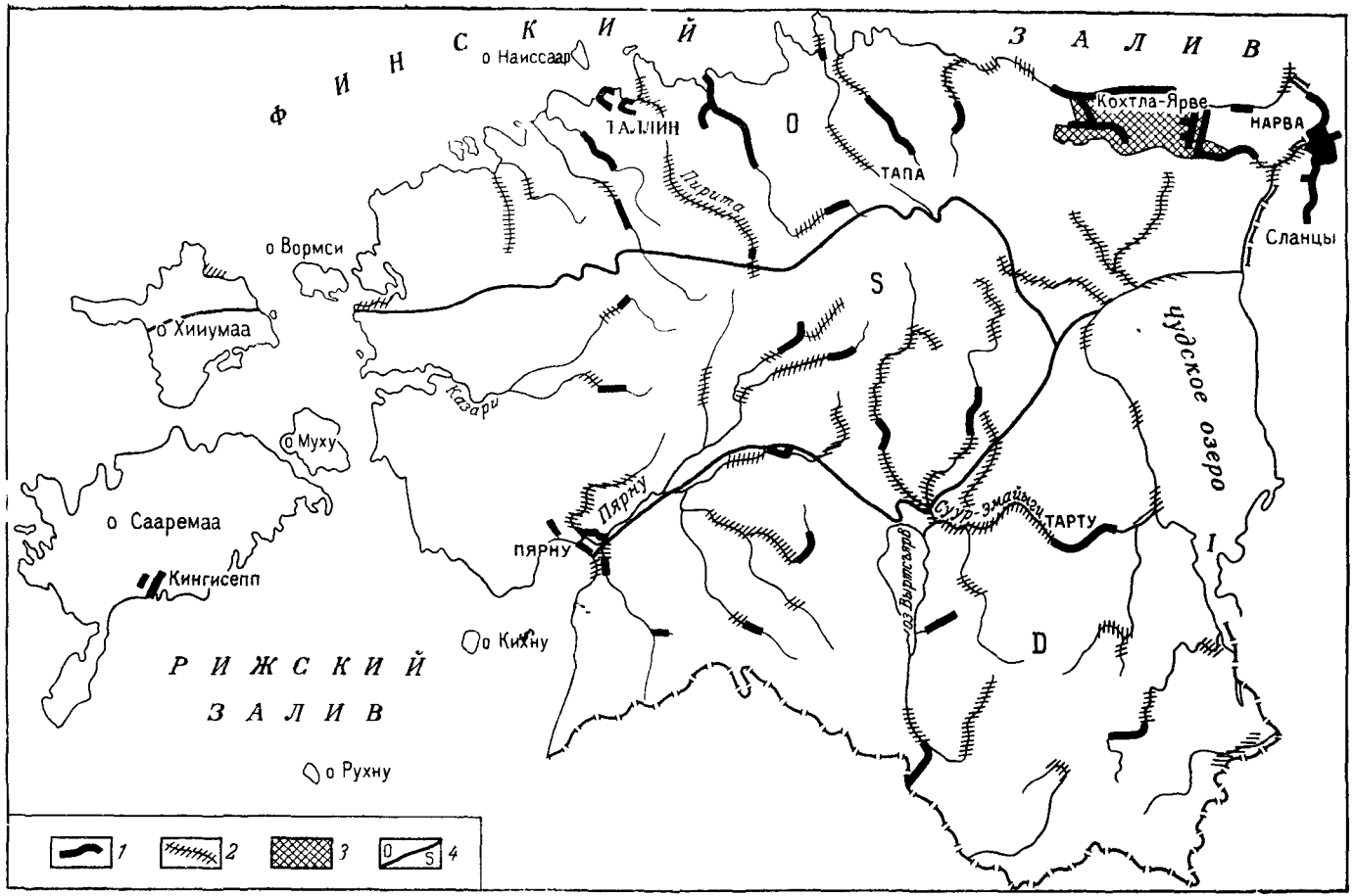


Рис 58 Схематическая карта загрязнения поверхностных вод Эстонской ССР

1 — водоемы сильно загрязненные, *2* — водоемы слабо загрязненные, *3* — площадное загрязненне подземных вод ордовика, *4* — стратиграфическая граница и индекс палеозойских пород

бактериологически сомнительными (Coli-титр менее 100), причем большинство из них сильно загрязнено (Coli-титр менее 10). Характерно, что содержание хлора в воде загрязненных скважин превышает его содержание в сточной воде до 5 раз. По мнению Л. А. Куйк, это свидетельствует о прогрессирующем загрязнении подземных вод, так как в г. Раквере до последних лет отсутствовала канализация, а в настоящее время она имеется лишь в центральной части города.

В г. Кярдла на *о.* Хийумаа из 28 обследованных и опробованных бактериологическими анализами скважин 14, т. е. 50%, оказались не соответствующими нормам (Coli-титр менее 333). Кроме того, вода многих скважин, анализ которой не производился, органолептически оказалась непригодной для питья. Следовательно, больше половины всех неглубоких скважин на воду придется считать в той или иной степени загрязненными. В других городах и поселках санитарно-гигиенические исследования скважин на воду не проведены. Однако если судить по отрывочным анализам вод местных санитарно-эпидемиологических станций, то можно предполагать, что санитарное состояние неглубоких скважин ордовикского водоносного комплекса везде на территории городов и поселков неудовлетворительное.

В сельской местности поверхностная зона ордовикского водоносного комплекса загрязняется инфильтрацией талых и ливневых вод, уносящих загрязнения с удобренных полей, а также инфильтрацией сточных вод на полях фильтрации и земледельческих полях орошения. В центрах животноводческих ферм, где расположены подземные хранилища силоса и жидких удобрений, вследствие сильного загрязнения поверхностной части водоносного комплекса для водоснабжения пришлось бурить скважины глубиной 50—75 *м* и более.

Почвенные методы очистки сточных вод в Эстонии до последнего времени не применялись. Имеется один опытный участок земледельческого поля орошения на территории совхоза Салутагузе (около поселка Кохила), который работает с 1963 г. Для орошения применяются стоки дрожжевого завода.

Другим примером применения почвенных методов очистки сточных вод является поле фильтрации Кадринаского крахмально-паточного завода (около г. Раквере). Загрязнение колодцев и скважин отмечается в пределах узкой полосы. Загрязнение подземных вод проявляется наиболее интенсивно летом и зимой, т. е. в периоды минимального стояния их уровня, когда отсутствует прямое питание за счет осадков, разбавляющих сточные. Последние, просачиваясь на поле фильтрации через небольшой слой четвертичных отложений, проникают дальше по трещинам карбонатных пород зоны аэрации и достигают грунтовых вод не снижая своей концентрации.

Описанные выше опытные участки в гидрогеологическом отношении находятся в неблагоприятных условиях, поскольку мощность покровного почвенного слоя и элювия, представленного валунными суглинками, незначительная (до 3 *м*), поэтому и не обеспечивают необходимой очистки сточных вод до поступления их в водоносный комплекс.

Кроме того, на территории колхозных и совхозных центров подземные воды загрязняются и хозяйственно-бытовыми стоками, так как в сельских местностях отсутствует канализация.

Силурийский водоносный комплекс в пределах выхода его на поверхность также находится под угрозой загрязнения. Однако здесь отсутствуют крупные промышленные районы, поэтому и не наблюдается такого большого площадного загрязнения, как в ордовикском водоносном комплексе в сланцевом бассейне. Поверхностные зоны

силурийского водоносного комплекса загрязняются главным образом хозяйственно-бытовыми стоками на территории городов и поселков, а в сельской местности подземными хранилищами силоса и жидких удобрений.

О загрязнении силурийского водоносного комплекса в городских условиях получены данные при обследовании скважин на воду в городах Пярну и Кингисепп. Эти города расположены на берегу моря, с которым силурийский водоносный комплекс гидравлически связан. Кроме того, воды глубьлежащих водоносных комплексов здесь солоноватые. Поэтому увеличенное содержание хлор-иона в виде силурийского комплекса обусловлено здесь, кроме поверхностного загрязнения, влиянием морской воды, а также напорных вод подстилающих водоносные комплексы. Это обстоятельство значительно усложняет работу по выявлению загрязнения вод силурийского водоносного комплекса.

В г. Пярну из 354 взятых на учет скважин 320 питаются водами силурийского водоносного комплекса. Вода большинства скважин, расположенных в центральной части города и в прибрежной зоне р. Пярну, по данным бактериологических анализов, является сомнительной. Работой Л. А. Куйк установлено, что обычным содержанием хлор-иона в водах силурийского комплекса г. Пярну является 200—300 *мг/л*, а содержание его больше 300 *мг/л* говорит *о* влиянии морской воды или о загрязнении. В первом случае с увеличением хлор-иона возрастает в определенных соотношениях жесткость воды и содержание сульфат-иона. При загрязнении с увеличением содержания хлор-иона возрастает содержание аммиака, нитритов и нитратов, а при свежем загрязнении отмечается еще уменьшение Coli-титра. Следовательно, правильная санитарно-гигиеническая оценка скважин требует здесь проведения многократных химических и бактериологических анализов воды, а также тщательного санитарно-топографического изучения местности вокруг скважин. Исходя из того что большинство скважин силурийского водоносного комплекса в г. Пярну уже загрязнено, принято решение вывести водозабор за пределы города или найти другие источники водоснабжения.

В г. Кингисеппе обследовано 900 скважин и колодцев силурийского водоносного комплекса. Минерализация воды колеблется от 0,4 до 2,3 *г/л*, а содержание хлор-иона — от нескольких десятков до 1200 *мг/л*. В большинстве случаев скважины глубиной до 50—60 *м* характеризуются минерализацией менее 1 *г/л* и содержанием хлор-иона до 200—300 *мг/л*, причем наименьшие значения минерализации и хлор-иона установлены в северной части города. Повышенная минерализация и высокое содержание хлор-иона, наблюдаемые в воде из скважин, расположенных в прибрежной полосе моря и р. Пыдусте, обусловлены главным образом влиянием морской воды. Кроме того, большое содержание хлор-иона обнаружено в воде из скважин, расположенных в центральной части города, где, по-видимому, основной причиной этого явления следует считать загрязнение подземных вод, обусловленное отсутствием канализации. Поэтому хозяйственно-бытовые стоки проникают в землю, и поскольку четвертичные отложения имеют незначительную мощность, почти в неочищенном виде попадают в силурийские породы. Этому способствует и плохое санитарное состояние скважин: во всех случаях отсутствует затрубная цементация, нередко скважины бывают пробурены со дна старых шахтных колодцев, в которых накапливаются ливневые воды, смывающие загрязнения с поверхности земли. Из проверенных бактериологическими анализами 59,4% от общего количества проверенных скважин оказались загрязненными. Из них 9 скважин, т. е. 24,3% были сильно загрязнены (Coli-титр менее 10).

В некоторых скважинах Coli-титр колеблется в очень больших пределах — от 4 до 333, причем наименьшие значения его наблюдаются непосредственно после дождей, что свидетельствует о прямом поступлении загрязнений в скважину. Имеются скважины, воды которых по даиным бактериологических анализов безупречны. Эти скважины расположены на требуемом расстоянии от местных очагов загрязнения. Поэтому можно прийти к выводу, что силурийский водоносный комплекс в целом, даже в верхней части его, не загрязнен. Загрязнены только скважины, причем загрязнение их происходит прямо через устье или затрубное пространство.

В городах и поселках, расположенных на выходе силурийского водоносного комплекса, обследование скважин на воду еще не проведено. По данным бактериологических и сокращенных химических анализов, проводимых нерегулярно местными санитарно-эпидемиологическими станциями, можно предполагать, что большинство неглубоких скважин загрязнено хозяйственно-бытовыми стоками.

Реки на выходе силурийских пород в большинстве случаев чистые или слабо загрязнены. К сильно загрязненным, т. е. к группе «грязных», относятся только небольшие участки их, проходящие территории городов и поселков, где они загрязняются хозяйственно-бытовыми стоками и промышленными стоками местной пищевой и легкой промышленности. Так, например, р. Казари сильно загрязнена в поселках Рапла и Ярваканди, р. Пярну — в городах Тюри и Пайде и в устьевой части ее ниже г. Синди, р. Навести — в пос. Выхма, р. Паала — в г. Пыльтсамаа и р. Педья — в г. Йыгева. По всей вероятности, на территории названных городов и поселков во время паводка происходит поступление загрязненных речных вод в подземные воды. Однако этот вопрос еще не изучался и поэтому дать оценку влияния речных вод на подземные воды силурийского комплекса пока не представляется возможным.

В сельской местности поверхностная зона силурийского водоносного комплекса загрязняется главным образом на территории животноводческих ферм, где находятся подземные хранилища силоса и жидких удобрений.

Воды девонских отложений (пярнуский водоносный горизонт, швентойско-тартуский и саргаевский водоносные комплексы) в настоящей главе рассматриваются нерасчлененно, поскольку условия их загрязнения одинаковые. Девонские породы перекрыты довольно мощным слоем четвертичных отложений, представленных преимущественно песчаными разновидностями, обладающими значительно лучшими очищающими свойствами, чем валунно-глинистые морены малой мощности на выходах ордовика и силура. Холмистый рельеф способствует оттоку талых и ливневых вод в гидрографическую сеть. Крупные промышленные центры отсутствуют. Загрязнение как поверхностных, так и подземных вод происходит на территории городов и поселков хозяйственно-бытовыми и промышленными стоками местных предприятий.

Из рек южной Эстонии круглогодично загрязнена р. Суур-Эмайыги в черте г. Тарту. Источником загрязнения являются хозяйственно-бытовые и промышленные стоки, сбрасываемые в реку без очистки и обезвреживания их. Наиболее сильное загрязнение отмечается во время минимальных расходов реки. В период же максимальных расходов химическое загрязнение вследствие большого разбавления уменьшается и иногда наблюдается только микробиологическое загрязнение. Во время паводка в районе наводнения, очевидно, загрязняются и подземные воды неглубоких колодцев и скважин. Также сильно загрязнена

р. Педели в пределах г. Валга, а уже на расстоянии 10 *км* происходит самоочищение, и загрязнение проявляется слабо. Во время весеннего паводка, когда наводнение охватывает почти всю Валгаскую впадину, расположенные здесь шахтные колодцы и неглубокие скважины загрязняются речными водами. Однако данные о степени интенсивности и распространения этого загрязнения пока отсутствуют. Другие реки южной Эстонии загрязнены только в пределах населенных пунктов, и то преимущественно в период минимальных расходов, когда поверхностные воды не поступают в горизонт грунтовых вод.

Данных о санитарно-гигиеническом состоянии подземных вод поверхностной зоны девона весьма мало. По материалам исследований 1928—1938 гг., а также по единичным бактериологическим анализам районных санитарно-эпидемиологических станций можно предполагать, что качество вод большинства шахтных и неглубоких скважин на территории населенных пунктов не соответствует санитарным требованиям.

Кафедрой гигиены Тартуского государственного университета в южной Эстонии было проведено изучение 267 скважин на воду, из которых 71% составляли скважины глубиной 50—150 *м*. В результате этих исследований установлено, что минерализация воды, жесткость, содержание хлора и фтора во всех случаях соответствуют нормам химического состава вод девонских отложений, установленных Л. А. Куйк. Подземные воды девонских отложений характеризуются повышенным содержанием железа, достигающим иногда 6—10 *мг/л*. Поэтому около 40% исследованных скважин принято органолептически неудовлетворительными, так как повышенное содержание железа придает воде опалесценцию и желтоватую окраску. Здесь необходимо отметить, что содержание железа в воде многих скважин в период эксплуатации увеличивается, превышая первоначальное содержание ее в несколько раз. Такое явление наблюдается в скважинах, производительность которых многократно превышает существующее водопотребление. Поэтому если перед отбором проб воды не производилась откачка с интенсивностью, необходимой для удаления из скважины застоявшейся воды, то количество железа, определенное одним сокращенным химическим анализом, не характеризует природное содержание его. Таким образом, есть основание предположить, что чрезмерное содержание железа иногда является признаком загрязнения.

Воды четвертичных отложений, представленные в виде грунтовых вод, везде легко доступны всякого рода загрязнению. Используются они только для индивидуального водоснабжения в сельской местности, в небольших поселках и на окраинах городов. Неудовлетворительное качество этих вод на территории населенных пунктов установлено уже в 1928—1938 гг. Воды четвертичных отложений глубоких горизонтов в древних долинах с санитарно-гигиенической точки зрения безупречны.

В заключение можно сказать, что воды в поверхностных зонах всех водоносных комплексов, за исключением кембро-вендского, загрязнены или для них существует опасность загрязнения. Основными источниками загрязнения являются неисправные эксплуатационные и незатампонированные разведочные скважины, через которые загрязненные грунтовые воды попадают в нижележащие водоносные горизонты. Пригрунтовые воды загрязняются главным образом путем прямой инфильтрации неочищенных промышленных и хозяйственно-бытовых стоков в местах, где канализационные сооружения отсутствуют или являются неисправными, а также боковым притоком из загрязненных поверхностных водотоков.

В настоящее время канализационные системы имеются только в центральных частях городов и поселков, на их окраинах и в сельской местности канализация отсутствует. Очистка и обезвреживание сточных вод производятся неудовлетворительно. Сточные воды почти всех крупных городов и поселков выпускаются в водоемы без предварительной очистки.

К сожалению, пока еще не все промышленные предприятия имеют очистные сооружения, а большинство построенных не дают нужного эффекта очистки.

Очистные сооружения промышленных стоков целлюлозно-бумажных комбинатов не устраняют в нужном объеме волокно и вообще не очищают сточных вод от меркаптана. Реки северной Эстонии, принимающие промышленные стоки сланцехимической и целлюлозной промышленности, превращены в мертвые — в них погибла рыба и растительность. Эти реки загрязняют и значительную акваторию Финского залива. На расстоянии 3 *км* от берега в море обнаружены фенолы, концентрация которых в сотни раз превышает допустимую. Боковым притоком из загрязненных рек происходит значительное загрязнение подземных вод верхней зоны ордовикского комплекса. На расстоянии нескольких километров от берегов этих рек установлено загрязнение колодцев фенолами.

Наиболее сильно загрязнен как в вертикальном разрезе, так и по площади ордовикский водоносный комплекс. В сланцевом бассейне наблюдается площадное химическое и бактериальное загрязнение первого, а местами и второго от поверхности водоносного подгоризонта ордовика. В остальной части территории выхода ордовика наблюдается в большинстве случаев точечное бактериальное загрязнение верхней части водоносного комплекса.

На выходе силура отсутствуют крупные промышленные районы, поэтому здесь наблюдается преимущественно бактериальное загрязнение точечного характера. Загрязнены первые от поверхности земли водоносные горизонты на территории городов и поселков.

Сведений о загрязнении подземных вод девонских отложений имеется очень мало. По всей вероятности, воды девона затронуты только бактериальным загрязнением, и то в очень редких случаях. Источниками загрязнения являются только неисправные эксплуатационные скважины и шахтные колодцы, не имеющие зон санитарной охраны.

Вопросы охраны как поверхностных, так и подземных вод с каждым годом приобретают все большее значение. В течение последних лет Советом Министров республики были приняты постановления по улучшению водоснабжения и канализации городов. В этих постановлениях предусмотрены пункты по улучшению состояния охраны подземных вод от загрязнения: о выявлении и затампонировании вышедших из строя и заброшенных скважин, об упорядочении режима эксплуатации водозаборов подземных вод и создании зон санитарной охраны и т. д. Ряд научно-исследовательских учреждений республики занимается вопросами совершенствования промышленных сточных вод. В разрабатываемых проектах водоснабжения и канализации промышленных предприятий и населенных пунктов предусматриваются меры охраны подземных вод от загрязнения.

ХАРАКТЕР ВЛИЯНИЯ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК НА ЕСТЕСТВЕННЫЙ РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Действующие горные выработки на территории Эстонии расположены главным образом в северо-восточной ее части. Разработки на строительные материалы, в виде небольших карьеров, располагаются по

всей территории республики, однако большинство из них отрабатывают полезные ископаемые до уровня грунтовых вод или же с незначительным понижением его. Такие горные выработки не нарушают общую картину естественного режима подземных вод. Разработка карьеров с применением водоотлива до 50 *м*³/*час* ведется в Маарду (фосфориты), Вазалемма (известняки). Радиусы влияния указанных выработок, как правило, не превышают 200—300 *м*, таким образом площадь нарушенного режима получается несколько больше площади отработанного пространства. Мелкие по глубине горные выработки не вызывают существенных изменений естественного режима, которые могли бы отрицательно сказываться на водоснабжении городов, поселков и отдельных хуторов.

Наибольшее количество действующих выработок сосредоточено в районе Кохтла-Ярве. Горные выработки на севере, у выхода промышленного пласта горючих сланцев, имеют среднюю глубину 13—16 *м* (шахты Кукрузе, Кява-II), которая увеличивается в южном направлении при погружении. Отработка сланца ведется подземными горными выработками с продвижением с севера на юг. Таким образом, к северной части месторождения приурочены наибольшие участки отработанных площадей.

Отработка сланца в шахтах ведется спаренными лавами, а в последние годы внедряется камерный способ. Большие площади отработанного пространства вызывают деформацию кровли, в результате чего увеличивается ее трещиноватость. Это повышает степень инфильтрации осадков и уменьшает поверхностный сток. Как показывают наблюдения, поверхностный сток в пределах отработанных площадей практически отсутствует. Это подтверждается результатами маршрутных снегосъемок в период весеннего снеготаяния и расчетами объема притока за счет талых вод.

Осушение выработок производится на 1—4 *м* ниже подошвы промпачки горючих сланцев. Это составляет понижение уровней на отработанных площадях от 13 до 40 *м*. В результате снижения уровней вокруг действующих шахт образовались депрессионные воронки с радиусом влияния от 2 до 5 *км*. Характерно, что в течение года величина радиуса влияния изменяется, уменьшаясь весной и увеличиваясь летом. Одновременно с изменением радиуса влияния меняются гидравлический уклон и притоки в горные выработки.

Шахты Эстонского месторождения горючих сланцев отличаются весьма большими колебаниями притоков в течение года, что указывает на зависимость притока от метеорологических условий. Эту зависимость наглядно иллюстрирует коэффициент неравномерности притока: отношение максимального притока к минимальному достигает 52,9 по шахте Кукрузе (1958 г.). Сведения о коэффициентах неравномерности, водообильности и удельной водообильности за период с 1957 по 1963 гг. приведены в табл. 72, из которой следует, что наибольшая величина коэффициента неравномерности относится к шахтам Кява-II и Кукрузе. С продвижением горных выработок к югу и увеличением глубины шахт коэффициент неравномерности уменьшается, и на шахте 10 составляет 5. Таким образом, водопритоки с глубиной стабилизируются, а степень влияния гидрометеорологических факторов сглаживается. Если проследить распределение притоков в течение года, то на шахты Кукрузе и Кява-II за период весеннего паводка (1—1,5 месяца) приходится 30—60% годового притока, в то время как для шахты 10 эта величина составляет 11—30%. Динамика притоков в зависимости от метеорологических факторов по шахте Кукрузе и № 10 за период 1957—1963 гг. отражена на графике (рис. 59).

Таблица 72

Сведения о водообильности шахт Эстонского месторождения горючих сланцев

Показатели	Шахта и номер ее	Годы						
		1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963
Коэффициент неравномерности	2	19	21,1	25,4	23,8	7,7	17,4	13,2
	8	11,2	7,6	12,6	11,9	12,3	14,0	6,9
	10	4,0	5,5	7,8	5,7	4,8	8,0	3,6
	Кукрузе	38,3	52,9	46,4	36,0	11,0	44,8	25,6
	Кява-II	23,8	22,6	41,2	48,0	16,7	35,2	15,3
	Кохтла					5,5	7,4	5,1
	4	23,0	17,7	27,4	32,7	9,2	17,7	8,2
	6	7,7	7,1	6,5	7,2	5,6	8,4	3,8
	7					6,0	3,0	1,9
Коэффициент водообильности, $м^3/т$	2	9,4	5,5	8	7,4	8,3	11,3	3,9
	8	15,0	8,0	10,9	11,4	14,0	19,0	8,0
	10	8,3	7,2	8,1	6,7	8,9	14,2	8,2
	Кукрузе	7,1	3,8	5,0	4,4	3,1	5,0	1,7
	Кява	12,6	7,9	6,9	5,8	7,6	11,2	3,5
	Кохтла					50,8	62,9	18,8
	4	5,0	2,7	4,1	4,8	5,2	10,1	4,4
	6	11,8	7,8	8,7	10,8	12,0	20,1	8,8
Коэффициент удельной водообильности, $м^3/час$ на 1000 $м^2$	2	0,40	0,23	0,30	0,26	0,30	0,41	0,14
	8	0,62	0,32	0,38	0,39	0,50	0,68	0,26
	10	0,26	0,21	0,21	0,16	0,20	0,31	0,18
	Кукрузе	0,13	0,06	0,07	0,06	0,04	0,065	0,002
	Кява-II	0,15	0,15	0,12	0,09	0,12	0,18	0,06
	Кохтла					1,21	1,74	0,55
	4	0,3	0,15	0,19	0,19	0,21	0,37	0,15
	6	0,33	0,20	0,22	0,24	0,29	0,49	0,21

Таблица 73

Характеристика зависимости водопритока от площади отработанного пространства

Годы	Площадь отработанного пространства, 10^6 $м^3$	Годовой объем притока, 10^6 $м^3$	Годовая сумма осадков, *мм*	Испарение по графику Кузина, *мм/год*	Испарение от годовой суммы осадков, %
1957	4,340	9,717	760	363	48
1958	4,895	9,009	536	334	62
1959	5,500	10,180	566	385	68
1960	6,093	9,455	476	408	85
1961	6,646	11,960	573,6	400	70
1962	7,188	19,505	695,9	325	47
1963	7,751	12,547	401,5	368	91

На величину водопритоков в горные выработки, помимо гидрометеорологических факторов, большое влияние оказывают: площадь отработанного пространства и способ отработки. В табл. 73 приведены данные, отражающие увеличение притока в зависимости от роста отработанной площади, по шахте 10.

Если сравнить график притока подземных вод в горные выработки с ходом уровней, то отмечается их синхронность. Это свидетельствует о наличии связи притоков и уровней (см. рис. 59). Характерной особен-

ностью уровенного режима подземных вод в пределах радиуса влияния горной выработки является резкое снижение и повышение уровней,

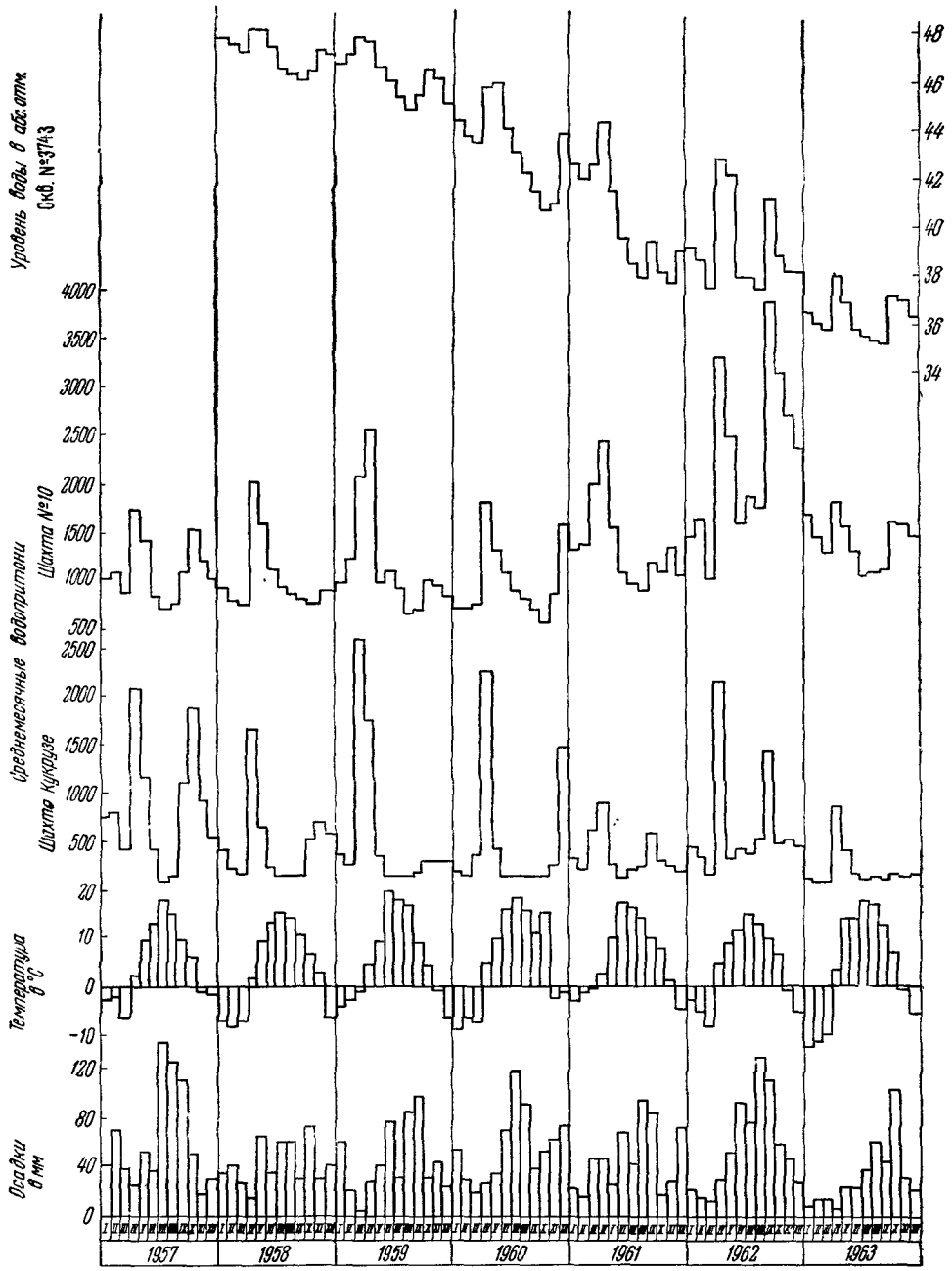


Рис. 59. Динамика водопритоков в зависимости от уровня подземных вод и климатических факторов

достигающее по скважинам, расположенным вблизи шахт, 20 *м* с интенсивностью подъема уровня воды более 2 *м/сутки.*

Резкие подъемы и спады уровней в пределах радиуса влияния горной выработки затрудняют использование вод для сельскохозяйствен-

ного водоснабжения. В депрессионной воронке происходит осушение скважин, родников, поверхностных водотоков и болот. Величину систематического снижения минимальных уровней подземных вод известняков ордовика отражают схемы гидроизогипс на период 1958—1963 гг., из которых следует, что одновременно с ростом площади отработанного пространства происходит снижение уровней в водоносном горизонте (рис. 60).

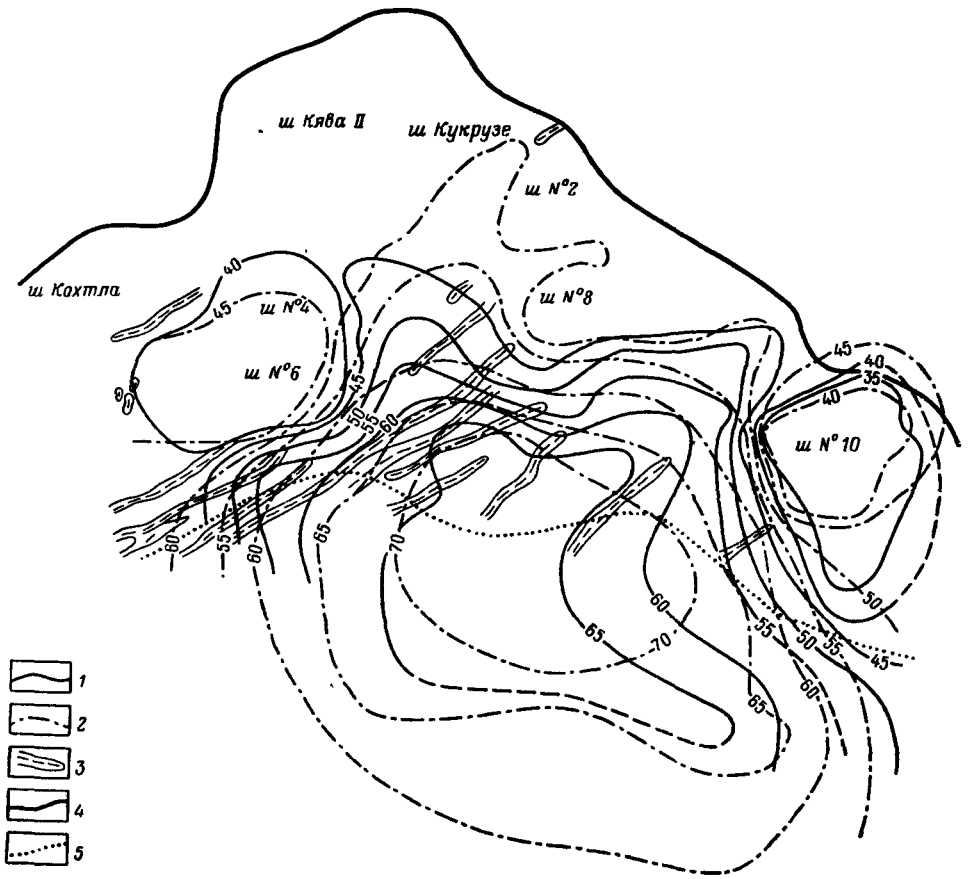


Рис 60 Схема гидроизогипс ордовикского водоносного комплекса. Центральная часть эстонского месторождения горючих сланцев

1 — гидроизогипсы на минимум 1963 г.; *2* — гидроизогипсы на минимум 1958 г.; *3* — выявленные нарушения; *4* — граница выхода промпласта горючих сланцев под четвертичные отложения; *5* — граница, севернее которой воды ордовика не могут использоваться для сельскохозяйственного водоснабжения

Откачка подземных вод горными выработками влечет за собой изменение режима не только подземных вод, но и режима поверхностных водотоков. За счет сброса шахтных вод увеличивается сток рек и изменяются их водосборные бассейны, вследствие перераспределения поверхностного и подземного стоков. Указанные вопросы пока еще недостаточно изучены.

Основным источником обводнения горных выработок являются воды трещиноватых закарстованных известняков ордовика совместно с поверхностными водами. С углублением горных выработок приток поверхностных вод уменьшается, но увеличивается приток подземных вод. Наиболее водообильными являются известняки в верхней выветрелой

части их разреза, ориентировочно до глубины 25 *м*. Большая водообильность известняков кукрузеского горизонта прослеживается выше промышленной пачки. К югу водообильная зона кукрузеских известняков перекрывается сравнительно водонепроницаемыми глинистыми известняками йыхвиского горизонта, в результате чего эти воды становятся напорными (шахты 6, 7, 10). Таким образом, при камерной обработке, без обрушения кровли, имеется возможность сохранить верхние грунтовые воды для сельскохозяйственного водоснабжения. Это подтверждается наблюдениями на шахте 7, где отмечалось снижение уровней грунтовых вод только на период проходки стволов, а после бетонирования стенок стволов снижение уровней прекратилось.

Наличие подземных вод над горными выработками создает дополнительное давление на кровлю, в результате чего устойчивость ее снижается.

Значительные изменения уровенного режима, перераспределение поверхностного стока, наличие водоотводящих канав, из которых происходит инфильтрация шахтных вод в водоносный горизонт, — привели к изменению химического состава подземных вод ордовикской толщи. В районе действующих выработок в ордовикском водоносном комплексе отмечается прогрессирующее увеличение сульфат-иона за счет поступления обогащенных сульфатами поверхностных вод. Характерным является отсутствие сульфат-иона в водах, расположенных ниже промпачки горючих сланцев, вызванное, по всей вероятности, процессами десульфатизации, происходящими в пачке кукерситов. Как результат загрязнения шахтными и сточными водами сельскохозяйственных ферм в большинстве скважин отмечается повышенное содержание нитритов и нитратов. По физическим свойствам вода также не соответствует требованиям, предъявляемым к качеству хозяйственно-питьевых вод, поскольку в ней имеется хлопьевидный осадок коричневого цвета, по-видимому, органического происхождения (коллоиды железа).

Интенсивное дренирование водоносного горизонта горными выработками и изменение его санитарного состояния привели к тому, что в пределах действующих шахт воды горизонта не могут быть использованы для сельскохозяйственного водоснабжения.

Глава VII

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

При составлении схематической карты инженерно-геологического районирования территории Эстонской ССР за основу взяты геологические формации с подразделением их на геолого-генетические комплексы. Последние объединены в инженерно-геологические группы, отражающие общую прочность, водопроницаемость, водостойкость и устойчивость пород в основании сооружений, откосах и склонах.

Районирование территории для инженерно-геологических целей производится по трем таксономическим единицам — регионам, областям и районам. Наиболее крупные элементы районирования — регионы выделены по геоструктурному признаку. В пределах региона по геоморфологическим элементам первого порядка выделены области с характеристикой инженерно-геологических условий по основным формам рельефа. Районы внутри областей выделены по характеру распространения инженерно-геологических комплексов горных пород.

Вся территория Эстонской ССР приурочена к Русской платформе. Она располагается в пределах южного склона Балтийского щита и относится к одному региону.

Породы коренной основы и поверхностные отложения, слагающие регион, выделены в формации, по которым дается прогноз основных инженерно-геологических особенностей. Среди отложений коренной основы региона выделяются четыре формации: нижнетерригенная, карбонатная, терригенно-карбонатная, верхнетерригенная.

Важной инженерно-геологической характеристикой каждой формации является принадлежность ее к определенному структурному этажу. Число структурных этажей соответствует числу циклов тектонической складчатости. Для описываемого региона характерно проявление каледонского и герцинского циклов. Причем, нижнетерригенная формация принадлежит к каледонскому циклу, карбонатная — к каледонскому и герцинскому циклам, терригенно-карбонатная и верхнетерригенная — к герцинскому. По тектоническим признакам все формации коренных отложений региона относятся к платформенным, по генетическим — к морским.

Под формацией поверхностных отложений понимается «совокупность парагенетически связанных фациальных обстановок на поверхности земли», которые объединены общими геоморфологическими и географическими условиями формирования поверхностных отложений, тесно связанными с новейшей тектоникой, климатом и оледенением (ВСЕГИНГЕО, 1955). Для поверхностных отложений региона выделяется три следующих типа формаций: 1) валдайского оледенения;

2) морских бореальных трансгрессий и 3) внеледниковая. На территории Эстонской ССР выделены следующие геоморфологические области.

Область I—А узкой полосой тянется вдоль южного побережья Финского залива, она приурочена к предглинтовой низменности. Абсолютные отметки поверхности этой области не превышают 20 *м*. Современный рельеф представлен аккумулятивно-абразионной равниной, спускающейся террасами к морю. Для области характерно наличие древних погребенных долин, протягивающихся с юго-востока на северо-запад. Глубина их достигает 80—100 *м* ниже уровня моря и более. Кроме террас и отдельных останцов коренных пород, в равнинном рельефе области выделяются местами древние береговые валы и дюнные холмы. С поверхности область сложена в основном морскими песками со средней мощностью 1—3 *м*, иногда до 20 *м*, залегающими на морене. Встречаются водно-ледниковые отложения: пески с гравием и галькой (fgl), пески и глины (lgl), а также ленточные глины (lgl). Водно-ледниковые отложения, местами чередующиеся с мореной, выполняют древние долины. Общая мощность четвертичных отложений в пределах области I—А составляет 1—35 *м* и больше. Коренным основанием поверхностным отложениям служат нижнекембрийские синие глины и глинисто-песчаниковые породы кембро-ордовика. Грунтовые воды на наклонных к морю равнинах обычно залегают на глубине 1—2 *м*, иногда их уровень понижается до глубины 3—5 *м*. На отдельных участках берега моря наблюдаются абразионные процессы.

Область I—Б — абразионно-аккумулятивных низменностей — занимает около половины территории региона. Распространяется в западной, северо-западной и северо-восточной частях региона, в низменностях озер Чудского, Псковского и Выртсъярв и на островах. Рельеф области приближается к «идеальной» равнине, и только отдельные узкие песчаные полосы — береговые валы с дюнами, а севернее Чудского озера невысокие гряды, сложенные озерно-ледниковыми и эоловыми песками, нарушают равнинный характер области. Абсолютные отметки поверхности области не превышают 50 *м*, средняя абсолютная высота составляет 20 *м*. Область объединяет наиболее крупные болотные массивы и заболоченные равнины региона и охватывает два участка. Первый — в пределах ордовикско-силурийского карбонатного плато, второй — в пределах девонского глинисто-песчаникового поля. Характерным для области является развитие маломощного четвертичного покрова мощностью 1—5 *м*, возрастающей вблизи южной границы области до 20 *м*. Широко распространены альвары (участки с мощностью покровных отложений до 0,5 *м*). С поверхности покровные отложения представлены морскими песками мощностью 1—10 *м*, реже мореной; встречаются надморенные озерно-ледниковые образования — пески, супеси, ленточные глины, а также флювиогляциальные гравелистые пески. Большое распространение имеют болотные отложения. Мощность торфа достигает 1—5 *м*. Наличие органических веществ отмечается в песках, супесях и других грунтах, слагающих заболоченные участки. Указанные позднеледниковые отложения залегают на морене, а в местах ее отсутствия — непосредственно на коренных породах. В районе бассейнов рек Пярну и Казари и частично на о. Хийумаа морские пески мощностью 1—3, иногда 10 *м* залегают на ленточных глинах (lgl) мощностью 5—10 *м*. Породами коренного основания области являются в основном известняки карбонатной формации, местами значительно закарстованные, и только вдоль южной границы области поверхностные отложения подстилаются глинисто-песчаниковыми отложениями с прослоями карбонатных пород среднего девона и песчано-глинисто-песчаниковыми отложениями верхнего и среднего девона. Глубина за-

легания уровня грунтовых вод на территории описываемой области изменяется от 0,2 до 3 *м*.

Область I—В — слабоволнистая моренная равнина ордовико-силурийского карбонатного плато с покровом четвертичных отложений 1—5 *м*, редко до 10 *м*. Имеют место альвары. Абсолютные отметки поверхности колеблются в пределах 50—100 *м*. Иногда встречаются озовые гряды с относительными превышениями около 10—20 *м*. Основным видом поверхностных отложений является серая донная морена, на отдельных участках перекрытая озерно-ледниковыми песками, супесями, иногда ленточными глинами и флювиогляциальными гравелистыми песками. Широко развиты также торфяно-болотные образования. Грунтовые воды в районе залегают неглубоко. В понижениях и на ровных недренированных участках уровень воды достигает поверхности земли. Эти места обычно заболочены. В карстовых районах, особенно вдоль границы с Пандивереской возвышенностью, уровень воды летом опускается на глубину 3—5 *м*.

Область I—Г — холмисто-моренная равнина девонского плато. Она занимает южную часть региона и распространяется дальше за пределы пограничной линии Эстонской и Латвийской ССР. Для области характерен холмисто-моренный, озово-камовый и иногда друмлинизированный рельеф.

Абсолютные отметки поверхности колеблются в пределах 50—100 *м*, иногда отдельные холмы достигают 120 *м*. Область характеризуется наличием не выражающихся в современном рельефе древних погребенных и полупогребенных долин шириной 0,1—2 *км* и глубиной от 10—30 до 170 *м*. Склоны холмов иногда крутые (35—60°), понижения между холмами бывают заняты озерами, болотами. Описываемая область в основном сложена моренными суглинками, в меньшей мере озерно-ледниковыми отложениями, песками, супесями, иногда ленточными глинами, имеют место также флювиогляциальные пески с галькой и гравием. Водно-ледниковые отложения вскрыты отдельными скважинами в толще моренных отложений. Совместно с мореной последние выполняют также древние долины. Общая мощность поверхностных отложений изменяется от 10 до 50 *м*, реже до 150 *м*, в древних долинах достигает 150—170 *м*. Коренным основанием им служат песчаники с глинистыми прослоями среднего и верхнего девона. В зависимости от рельефа местности глубина залегания уровня воды от поверхности изменяется от 0,3—0,5 до 5 *м*, на холмах до 10 *м*. Встречаются воды, обладающие общекислотной агрессивностью. Склоны долин подвергаются действию эрозионных процессов, активность которых возрастает при движении весенних талых или ливневых вод.

Область I—Д — распространения крупных друмлиновых полей с хорошо сформированными друмлинами. На территории региона она занимает небольшую площадь и включает — Саадъярвское, Колга-Яниское и Тюриское друмлиновые поля. Друмлины представляют собой гряды с плоской поверхностью. Длина их колеблется от 1 до 10 *км*, ширина — 0,2—5,0 *км*, средняя высота — 10—20 *м*, максимальная — 60 *м*. Крутизна склонов до 5—10°. Абсолютные отметки поверхности холмов достигают 80—120 *м*, в понижениях от 50—60 до 100 *м*. Междрумлиновые низменности часто заболочены или заняты озерами. Поверхностные отложения представлены главным образом мореной, перекрытой на отдельных участках озерно-ледниковыми песками, супесями, озерными песками, сапропелями и торфяниками. Общая мощность покровных отложений на Саадъярвском поле изменяется от 5 до 40 *м*, иногда достигает 70 *м*, на Колга-Яниском и Тюриском полях — не превышает 10—30 *м*. Описываемые друмлиновые поля по площади

распространения охватывают в большей мере карбонатное ордовико-силурийское плато и частично глинисто-песчаниковое девонское. Грунтовые воды на друмлинах залегают на глубине 5 *м* и больше, в междрумлиновых понижениях глубина их не превышает 0,5—3 *м*. Развиты эрозионные процессы.

Область I—Е—плоско-волнистая возвышенность Пандивере, характеризующаяся абсолютными отметками 100—120 *м* и более. На поверхности плоской возвышенности местами встречаются озовые гряды высотой 10—20 *м* с крутизной склонов 25—35°. Поверхностные отложения представлены донной мореной и частично флювиогляциальными песками. Коренной основой являются силурийские и ордовикские известняки и доломиты, обладающие на площади описываемой области несколько повышенной закарстованностью. Грунтовые воды залегают на глубине 1—3 *м*, образуя у подножия возвышенности выходы родников.

Область I—Ж—крупные холмисто-моренные возвышенности краевых и конечных ледниковых образований — Сакала, Отепя, Хаанья — с общей мощностью четвертичных отложений от 10—50 *м* (Сакала) до 10—150 *м* (Отепя, Хаанья). Область описываемых возвышенностей характеризуется сложным холмисто-моренным рельефом с частым чередованием холмов и понижений. Понижения иногда заняты небольшими озерами или болотами. Абсолютные отметки поверхности Сакалаской возвышенности 100—120 *м*, Отепяской 100—160 *м*, а Хааньяской 250 *м*. Возвышенности Отепя и Хаанья являются одновременно и наиболее высокими точками Эстонии. Отдельные холмы имеют превышения от 10—40 до 60—75 *м*. Крутизна склонов обычно менее 10°, но иногда достигает 15—30°. Возвышенности сложены в основном моренными суглинками, озерно-ледниковыми (камовыми) и флювиогляциальными песками с гравием и галькой. В низинах между холмами иногда встречаются озерно-ледниковые ленточные глины, озерные сапропели. Коренные породы области представлены глинисто-песчаниковыми и карбонатными образованиями девона.

Уровень грунтовых вод, в зависимости от рельефа местности, залегает на глубине 0—5 *м* и более. На отдельных участках грунтовые воды приобретают напорный характер местного значения. Область характеризуется наибольшим развитием эрозионных процессов.

Инженерно-геологическая характеристика районов по геолого-генетическим комплексам. Подробное описание этих комплексов дано для формаций тех разностей пород, которые могут служить основанием сооружений.

Такими формациями на описываемой территории являются: 1) для коренных пород — нижнетерригенная (рассматривается только ее верхняя часть, имеющая выходы на поверхности палеозойского фундамента), карбонатная, терригенно-карбонатная и верхнетерригенная толщи; 2) для поверхностных пород — формации валдайского оледенения, внеледниковая и морских бореальных трансгрессий.

Нижнетерригенная формация пород коренной основы относится к каледонскому структурному этажу. Геолого-генетическими комплексами, слагающими эту формацию, являются песчаники, алевролиты, глины нижнего кембрия и нижнего ордовика. Эти комплексы объединены в две инженерно-геологические группы: пластичные породы и полускальные породы с пластичными.

К наиболее древним пластичным породам относятся синие глины лонтоваского горизонта нижнего кембрия. Они представлены плотными разностями. По гранулометрическому составу они относятся преимущественно к пылеватым глинам, редко к песчаным. Физико-механические свойства глин указывают на высокую несущую способность. Основные

показатели их следующие: *удельный* вес 2,63—2,86; *объемный* вес 2,10—2,31; естественная влажность 10—27%; коэффициент пористости 0,3—0,7; коллоидная активность 0,2—1,25; водопроницаемость практически равна нулю; набухания и размокания, как правило, не наблюдается. По опытным данным приращение объема нижнекембрийских синих глин в районе г. Таллина при полном влагонасыщении происходит в течение 1—8 суток, достигая 12%. По компрессионным свойствам они относятся к слабо сжимаемым породам. Коэффициент уплотнения не превышает 0,01 *см²/кг*. Сопротивление глин сдвигающим усилиям довольно высокое (угол внутреннего трения 14—32°), величина сцепления 0,04—0,42 *кг/см²*. Расчетное сопротивление для них может быть принято 3—6 *кг/см²*. Синие глины можно считать надежным основанием для сооружений, в том числе и для тяжелых. Сухость и водостойкость глин обеспечивают благоприятные условия проведения котлованных работ. Отдельные показатели физико-механических свойств глин по г. Таллину приведены в табл. 74.

Таблица 74

Физико-механические свойства пород кореиной основы

Место отбора пробы	Глубина отбора пробы, *м*	Удельный вес, *г/см³*	Объемный вес, *г/см³*	Объемный вес скелета, *г/см³*	Естественная влажность, %	Коэффициент пористости	Показатель консистенции	Уровень внутреннего трения, градусы	Сцепление, *кг/см²*	Коэффициент уплотнения, *см²/кг*
Нижне-кембрийские синие глины										
Таллин	6,25	—	—	—	20,3	0,576	—0,17	—	—	0,006
»	4,50	—	—	—	18,9	0,532	—0,26	—	—	0,002
»	1,75	—	—	—	18,4	0,510	—0,12	—	—	0,004
»	2,50	—	—	—	17,1	0,479	—0,16	—	—	0,004
»	4,0	—	—	—	15,0	0,418	—0,39	—	—	0,007
»	7,30	—	—	—	14,3	0,406	—0,27	—	—	0,008
»	3,0	—	—	—	15,7	0,38	—0,27	—	—	0,004
Девонские глины										
Мыйзакюла	1,4	—	—	—	17,6	0,503	—	—	—	0,016
Хяэдемээсте	1,0	—	—	—	21,0	0,599	0,0	—	—	0,017
»	1,0	—	—	—	21,0	0,569	0,0	—	—	0,17
Девонские песчаники										
г. Тарту	—	2,66	1,74	1,49	12,7	0,78	—	32°	0,3	—

Глинисто-песчаниковый комплекс кембро-ордовика, состоящий из песчаников, алевролитов и глин, относится к инженерно-геологической группе полускальных пород с пластичными. Песчаники слабо сцементированы карбонатным или глинистым цементом. При водонасыщении теряют прочность и размокают, при повторном замораживании разрушаются. Временное сопротивление раздавливанию воздушно-сухого песчаника колеблется от 50 до 300 *кг/см²*, достигая в отдельных случаях 1000 *кг/см²*. Коэффициент пористости песчаников и алевролитов равен 0,35, объемный вес 1,75—2,54. Коэффициент фильтрации песчаников изменяется от 0,1 до 1—2 *м/сутки*. Расчетные сопротивления для слабо сцементированных песчаников кембро-ордовика могут быть приняты 3—5 *кг/см²*. По шкале М. М. Протодьяконова (Приклонский, 1955) некрепкие песчаники являются средними по степени крепости породами (V категории, коэффициент крепости 4).

Физико-механические свойства глинистых прослоек песчаников мало отличаются от свойств синих глин; средний удельный вес 2,73; объемный вес 2,18; естественная влажность в среднем равна их максимальной молекулярной влагоемкости, т. е. 12—15%; коэффициент пористости 0,3—0,45. Средний угол внутреннего трения 22°; величина сцепления 1,0 *кг/см²*. Коэффициент сжимаемости 0,004—0,005 *см²/кг*.

Глинисто-песчаниковый комплекс пород кембро-ордовика является устойчивым основанием для сооружений, но в котлованы возможны значительные водопритоки.

Карбонатная формация относится к каледонскому и герцинскому структурным этажам. Геолого-генетическими комплексами, слагающими эту формацию, являются известняки и доломиты с глинистыми прослоями и мергели ордовика и силура — каледонского структурного этажа и верхнего девона (саргаевский комплекс) герцинского структурного этажа. Эти комплексы объединены в одну инженерно-геологическую группу: скальные породы с пластичными.

Карбонатные породы ордовика и силура выходят на поверхность в северной и центральной частях Эстонии, а также на островах. Карбонатные породы верхнего девона незначительно распространены — только в районе Хааньяской возвышенности на крайнем юго-востоке территории и залегают под толщей четвертичных отложений мощностью от 10—50 до 100 *м* и больше.

На современном этапе развития строительства в Эстонии верхнедевонский карбонатный комплекс пород в инженерно-геологическом отношении не представляет интереса. По-видимому, эти образования мало отличаются от карбонатных пород ордовика и силура, которые подвержены карстообразованию, особенно на участках с маломощным четвертичным покровом. Этот комплекс пород является водоносным с глубиной залегания уровня грунтовых вод от 0 до 5 *м*. Воды обладают напором, а на открытых участках они безнапорные. По химическому составу грунтовые воды преимущественно гидрокарбонатно-кальциевые и магниевые, пресные. В зависимости от трещиноватости и закарстованности пород коэффициент фильтрации их изменяется от 0,24 до 16 *м/сутки*, максимальное значение его 164 *м/сутки* (Эрисалу, 1963). Удельные дебиты скважин составляют 0,15—26 *л/сек* (Вяярси, 1961). Воды карбонатных пород силура и ордовика используются для водоснабжения. Описываемый комплекс пород по классификации М. М. Протодьяконова относится к крепким породам III—IV категорий с коэффициентом крепости 6—10. Удельный вес карбонатных пород составляет 2,70—2,89; объемный вес — 2,5—2,6, иногда более 2,7; пористость известняков и доломитов — 3—10%, мергелистых разностей 20%; средняя величина водопоглощения 1—4%; временное сопротивление раздавливанию в воздушно-сухом состоянии 200—1000 *кг/см²*. Замачивание уменьшает прочность пород на 100—300 *кг/см²*. Коэффициент трения в среднем составляет 0,65. Расчетное сопротивление для известняков принято до 10 *кг/см²*. Глинистые прослойки и мергели в известняках и доломитах характеризуются следующими показателями: средняя естественная влажность 12%; объемный вес 2,22; угол внутреннего трения 22°; величина сцепления 0,4 *кг/см²*. Приведенные показатели физико-механических свойств скальных пород с пластичными карбонатной формации определяют их как устойчивые и пригодные для возведения любых сооружений.

Терригенно-карбонатная формация относится к герцинскому структурному этажу. Геолого-генетическими комплексами, слагающими эту формацию, являются песчаники, глины, доломиты, мергели среднего девона. Эти комплексы объединены в одну группу полускаль-

ных пород с пластичными. На поверхности палеозойского фундамента они выступают в виде узкой полосы широтного простирания и почти везде перекрыты толщей четвертичных отложений. Песчанистые и трещиноватые разности пород терригенно-карбонатной формации являются водоносными. Воды обладают напором.

Ввиду довольно глубокого залегания пород данной формации инженерно-геологические свойства их изучены слабо. Известно, что глины описываемой формации являются весьма плотными и мало отличаются от кембрийских глин. Пористость песчаников высокая, коэффициент пористости достигает 0,87. Механические свойства их зависят от характера и степени цементации. Некоторые песчаники, сцементированные карбонатным веществом, обладают более высокой прочностью, глинистый цемент при погружении в воду размокает, песчаник рассыпается. Временное сопротивление раздавливанию при естественной влажности колеблется от 0 до 10 *кг/см*^{2}.

Для возведения легких сооружений описываемая инженерно-геологическая группа пород является надежным основанием.

Верхнетерригенная формация относится к герцинскому структурному этажу. Геолого-генетическими комплексами, слагающими эту формацию, являются песчаники, алевролиты, пески нерасчлененной тартуско-швентойской толщи среднего и верхнего девона континентально-лагунного генезиса. Эти комплексы объединены в одну инженерно-геологическую группу: полускальные породы с пластичными. Данная группа пород занимает почти всю южную половину региона. На поверхности палеозойского фундамента породы верхнетерригенной формации перекрыты толщей четвертичных отложений мощностью от 5—50 до 150 *м*. На современном этапе развития строительства в Эстонии значение описываемого комплекса пород в инженерно-геологическом отношении невелико.

Основными показателями физико-механических свойств пород глинисто-песчаникового комплекса являются: удельный вес 2,65—2,66; объемный вес в зависимости от влажности 1,60—1,90; объемный вес скелета 1,42—1,64; естественная влажность 5,3—26,7%. Коэффициент пористости 0,62—0,87; коэффициент фильтрации колеблется от 0,08 до 3,74 *м/сутки*, средняя его величина обычно превышает 1 *м/сутки*. В вертикальном направлении коэффициент фильтрации меньше, чем в горизонтальном. Временное сопротивление раздавливанию при естественной влажности колеблется в большинстве случаев от 0 до 10 *кг/см*^{2}, иногда достигая 200 *кг/см*^{2}. Механические свойства описываемых песчаников зависят от характера и степени цементации. Некоторые разновидности песчаников, сцементированных глинистым цементом, при погружении их в воду рассыпаются или теряют свою прочность. Расчетные сопротивления для девонских песчаников могут быть приняты не более 3—5 *кг/см*^{2}. По классификации М. М. Протодьяконова слабо сцементированные некрепкие песчаники являются средними по степени крепости породами (V категория, коэффициент крепости 4).

Девонские глины обладают удельным весом 0,72—0,79, объемным весом 2,05—2,33. Коэффициент пористости глин колеблется от 0,5 до 0,59, естественная влажность от 19 до 25%. По консистенции глины тугопластичные или твердые. Естественная влажность примерно соответствует нижнему пределу пластичности (18—27), верхний предел пластичности составляет 35—50. Отдельные показатели физико-механических свойств пород данного комплекса приведены в таблице 75.

В воде наблюдается незначительное набухание глин при отсутствии размокания. Коэффициент сжимаемости глин при первых ступенях нагрузки не превышает 0,03 *см*^{2}*/кг*, при нагрузках более 2 *кг/см*^{2} состав-

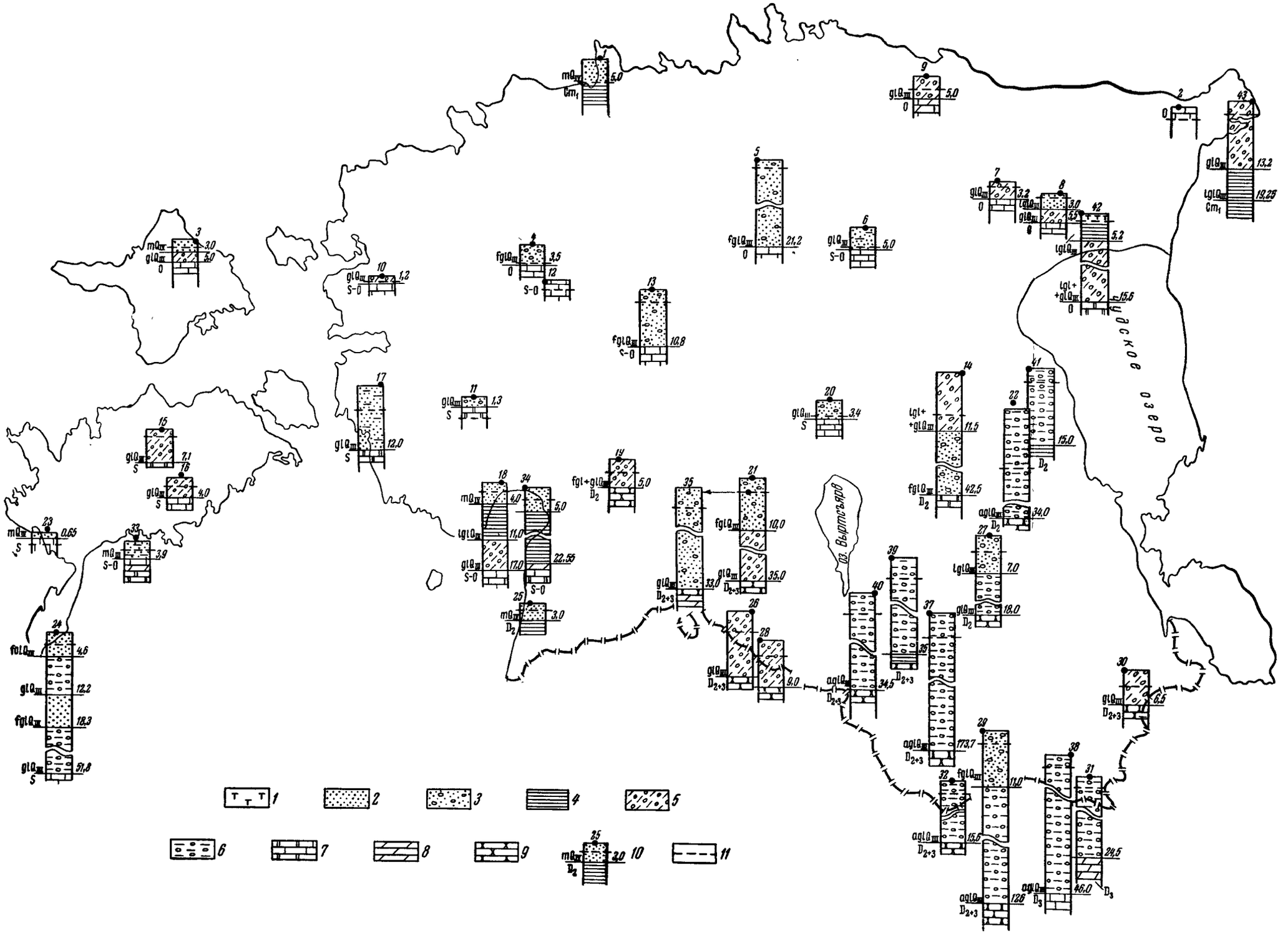


Рис. 61. Геолого-литологическая характеристика четвертичных отложений (по скважинам)

1 — торф; *2* — пески мелкозернистые и разнозернистые; *3* — пески с галькой и гравием; *4* — глины; *5* — суглинки валунные; *6* — суглинки валунные с линзами и прослоями песков; *7* — известняки, доломиты в различной степени мергелистые с прослоями глин; *8* — мергели; *9* — песчаники; *10* — геологическая колонка; сверху номер выработки по каталогу; слева — геологический индекс комплексов пород; справа — глубина до подошвы слоя, *м*; *11* — установившийся уровень воды, *м*

ляет 0,015 *см²/кг*. Угол внутреннего трения 20—22°, величина сцепления 0,2 *кг/см²*. Глины описываемой формации плотные, обладают довольно высокой несущей способностью. Расчетное сопротивление для них может быть принято 2—4 *кг/см²*. Полускальные породы с пластичными верхнетерригенной формации являются надежным основанием для возведения на них легких сооружений. Строительство крупных сооружений требует предварительного тщательного изучения свойств грунтов. Это объясняется высокой гетерогенностью пород в вертикальном и горизонтальном направлениях, а также размокаемостью отдельных разновидностей песчаников. Не исключено возникновение неравномерных осадок при смачивании высокопористых, слегка сцементированных глинистым цементом алевритистых песков под фундаментами.

Поверхностные отложения региона на большей части территории относятся к формациям валдайского оледенения и морским бореальным трансгрессиям, остальная часть принадлежит внеледниковой формации (рис. 61).

Формация валдайского оледенения состоит из ледниковых, озерно-ледниковых и флювиогляциальных геолого-генетических комплексов. Они по инженерно-геологическим свойствам объединены в шесть инженерно-геологических групп горных пород.

Ледниковый геолого-генетический комплекс имеет наибольшее распространение. Породы, слагающие этот комплекс, представлены валунными суглинками, глинами, супесями с прослоями и линзами грубозернистых глинистых песков. Мощность песчаных прослоев и линз изменяется от 1 *м* до 10—15 *м* с увеличением ее в южных направлениях.

Основной породой в ледниковом геолого-генетическом комплексе являются валунные суглинки и глины. Для пород этого комплекса характерно отсутствие слоистости и содержание в значительном количестве обломочных фракций с неравномерным распределением по толще. Последний представлен валунами, галькой и гравием коренных и кристаллических пород. Пестрый состав валунных суглинков определяет большие пределы колебания их физико-механических свойств. По гранулометрическому составу валунные суглинки являются тяжелыми супесями или легкими суглинками. Среднее содержание валунов в суглинках изменяется от 15% в северной части региона до 5—7% — в южной. Содержание крупнообломочной фракции составляет 10—30%, иногда падает до 5%.

В табл. 75 приводятся данные гранулометрического состава суглинков по трассе между городами Тарту—Валга.

Удельный вес суглинков составляет 2,63—2,75; естественный объемный вес 2,0—2,4; коэффициент пористости 0,3—0,79; естественная влажность колеблется обычно от 10 до 25%, достигая 32%; показатель гидро-

Таблица 75

Гранулометрический состав ледниковых валунных суглинков (Ширяева, 1955)

Место отбора пробы	Глубина отбора пробы, *м*	Размер фракций, *мм*						
		3—2	2—1	1,0—0,5	0,5—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005
Варику	2,2	1,0	2,2	5,3	47,7	25,0	3,4	15,4
Ропка	1,9—2,1	1,0	0,4	0,8	14,4	65,0	8,2	10,2
Пайдла	2,8—3,0	6,0	3,2	4,6	24,6	30,4	7,8	23,4
Отепя	3,8—4,0	6,2	2,4	4,8	30,4	32,4	6,8	17,0
»	3,4	2,6	1,6	3,0	23,4	45,6	8,0	15,8
Лаозе	2,2—3,0	12,2	3,2	5,6	34,4	24,4	5,2	15,0

фильности в среднем равен 1,79. Консистенция морены тугопластичная или твердая, мягкопластичные встречаются редко. Показатель уплотненности колеблется от 0 до 1,5, в среднем 0,7. К отрицательным свойствам суглинков относится их способность размокать. Валунные суглинки в большинстве случаев являются водоупорными грунтами. Лишь у некоторых наиболее песчанистых разностей коэффициент фильтрации достигает 0,1—0,2 *м/сутки*. Сжимаемость моренных суглинков довольно низкая, что объясняется их плотным сложением, коэффициент уплотнения редко превышает 0,01. Моренные суглинки обладают высоким сопротивлением сдвигу. Угол внутреннего трения колеблется от 17 до 37°, в среднем 27°, средняя величина сцепления 0,13 *кг/см*^{3} (табл. 76).

Суглинки и глины представляют собой средне- и малосжимаемые породы. По классификации М. М. Протодьяконова они относятся к VII—VIII категориям — к породам мягким с коэффициентом крепости 0,6—1,0. Суглинки тугопластичной консистенции имеют расчетное сопротивление 2—3 *кг/см*^{2}, пластичные и мягкопластичные 1,5—2,0 *кг/см*^{2}. Моренные суглинки и глины являются устойчивым основанием для сооружений. Однако следует учитывать, что морена обладает свойствами пучения, поэтому фундамент следует закладывать ниже зоны промерзания. Способность суглинков размокать может привести к значительному снижению устойчивости откосов и дна котлованов при попадании в них воды.

Озерно-ледниковый геолого-генетический комплекс имеет значительное распространение на территории региона и представлен ленточными глинами, супесями, песками.

Породы этого комплекса объединены в четыре инженерно-геологические группы: 1) песчаные породы; 2) песчаные породы со связными; 3) связные породы с песчаными и 4) связные породы. Ленточные глины (связные породы) на площади региона распространены широко и приурочены к пониженным участкам рельефа. Как отмечалось выше, ленточные глины в пределах областей I—А и I—Б иногда с поверхности перекрыты маломощным слоем морских песков (1—3 *м*). В природных условиях ленточные глины обладают мягкопластичной и пластичной консистенцией. При нарушении естественной структуры они приобретают текучую консистенцию. Эти глины принадлежат к типичным скрытотекучим грунтам. При визуальном наблюдении они кажутся однородной, вязкой массой. Ленточная текстура обнаруживается только при высыхании грунта. В гранулометрическом составе преобладают пылеватые фракции, песчаные фракции не превышают 10%. Удельный вес ленточных глин колеблется от 2,67 до 2,78, объемный вес 1,54—2,05, естественная влажность 20—90% (объемный вес и влажность ленточных глин находятся почти в корреляционной зависимости). Пористость глин довольно высокая — коэффициент пористости изменяется от 0,6 до 2,2. Водопроницаемость незначительна. Коэффициент фильтрации в вертикальном направлении колеблется от 0,0003 до 0,0005 *м/сутки*, в горизонтальном направлении от 0,026 до 0,0007 *м/сутки*. Угол внутреннего трения 10—26°, величина сцепления изменяется от 0 до 0,3 *кг/см*^{2} (табл. 77).

По компрессионным определениям ленточные глины относятся к средне- и сильносжимаемым породам. Поскольку ленточные глины имеют незначительные коэффициенты фильтрации, уплотнение их происходит крайне медленно. Площади распространения ленточных глиных относятся к участкам недостаточно устойчивых оснований. Ленточная структура способствует образованию плоскостей скольжения. При наклонном их залегании вблизи водных артерий наблюдаются оползания грунтов (по берегам рек бассейна Пярну и Казари). Текстурные

Таблица 76

Физико-механические свойства ледниковых валунных суглинков

Место отбора пробы	Глубина отбора пробы, *м*	Удельный вес, *г/см³*	Объемный вес, *г/см³*	Объемный вес скелета, *г/см³*	Естественная влажность, %	Коэффициент пористости	Степень насыщения	Число пластичности	Показатель консистенции	Угол внутреннего трения	Сцепление, *кг/см²*	Коэффициент уплотнения, *см²/кг*
Предглинтовая низменность*		2,63	2,04	1,73	10,7	0,32	0,81	3,1	—0,03	—	—	0,003
То же		2,71	2,23	2,11	19,9	0,57	1,01	17,8	0,96	—	—	0,036
Тарту*		2,65	1,78	1,51	10,0	0,30	0,28	0,9	—1,9	25°	0,06	0,002
»		2,71	2,38	2,10	30,0	0,79	0,12	10,6	3,5	37°	0,34	0,058
Мыйзакюла*		—	2,02	1,71	10,9	0,46	0,83	2,2	—0,70	32°	0,16	—
»		—	2,21	1,85	31,9	0,59	1,18	10,2	0,30	34°	0,17	—
Вильянди*		—	1,90	1,56	10,5	0,32	0,82	3,1	—1,50	—	—	—
»		—	2,36	2,04	24,9	0,73	1,00	13,0	1,30	—	—	—
Выру*		—	2,12	1,77	22,2	0,31	0,86	2,3	—0,17	20°	0,08	0,008
»		—	2,31	2,06	32,4	0,55	1,00	18,3	1,20	24°	0,17	0,035
Нарва*		2,69	1,92	1,62	12,0	0,45	—	2,0	—	19°	0,03	0,006
»		2,75	2,20	1,87	26,0	0,68	—	14,0	—	24°	0,11	0,019
Нарва**	1,0	—	—	—	20,0	0,585	—	—	+0,19	—	—	0,011
»	1,5	—	—	—	16,8	0,421	—	—	0,17	—	—	0,024
»	2,1	—	—	—	14,6	0,444	—	—	—0,32	—	—	0,003
»	2,3	—	—	—	16,8	0,511	—	—	—0,10	—	—	0,007
»	3,0	—	—	—	13,9	0,408	—	—	0,0	—	—	0,004
Мыйзакюла**	1,4	—	—	—	12,0	0,536	—	—	—0,17	—	—	0,008

* Л. Мартин, А Вило и др., 1963.
** В. Олли, 1960.

Таблица 77

Физико-механические свойства ленточных глин

Место отбора пробы	Глубина отбора пробы, *м*	Объемный вес, *г/см³*	Объемный вес скелета, *г/см³*	Естественная влажность, %	Коэффициент пористости	Предел текучести, %	Предел пластичности, %	Число пластичности	Показатель консистенции	Содержание глинистых частиц, %	Модуль компрессии, *м²/кг*	Угол внутреннего трения, *град*	Сцепление, *кг/см²*	Коэффициент уплотнения, *кг/см²*
Клээмо (Хийумаа)*	—	1,58	0,94	68,3	1,92	61	39	22	0,75	73	0,13	14	0,18	—
Тууди*	—	1,60	0,95	75,0	1,90	62	41	21	0,83	75	0,15	15	0,20	—
Пахна (Сааремаа)*	—	1,91	1,20	40,0	1,45	83	20	13	1,0	33	0,18	26	0,06	—
Пярну**	6,0	—	—	78,8	2,04	—	—	—	1,4	—	—	—	—	0,22
„	10,1	—	—	52,2	1,57	—	—	—	0,96	—	—	—	—	0,05
„	8,3	—	—	35,0	0,99	—	—	—	0,95	—	—	—	—	0,17
„	9,1	—	—	42,6	1,23	—	—	—	1,15	—	—	—	—	0,17
„	6,3	—	—	72,3	1,95	—	—	—	2,0	—	—	—	—	0,23
„	9,1	—	—	73,8	2,0	—	—	—	2,2	—	—	—	—	0,28
„	10,4	—	—	66,8	1,86	—	—	—	2,0	—	—	—	—	0,26
Синди**	5,1	—	—	48,5	1,29	—	—	—	1,35	—	—	—	—	0,22
„	4,2	—	—	43,4	1,10	—	—	—	0,5	—	—	—	—	0,02
ГЭС Тухку-Нымме**	1,9	—	—	39,9	1,07	—	—	—	1,1	—	—	—	—	0,02
„ „	2,9	—	—	30,2	0,85	—	—	—	0,73	—	—	—	—	0,08
Прибалтийская ГРЭС**	2,4	—	—	80,9	2,22	—	—	—	1,9	—	—	—	—	0,15
„ „	2,9	—	—	77,5	2,15	—	—	—	1,8	—	—	—	—	0,16
Тарту**	8,9	—	—	31,4	0,88	—	—	—	0,79	—	—	—	—	0,05
„	12,5	—	—	30,9	0,87	—	—	—	0,59	—	—	—	—	0,03
„	—	1,67	1,00	40,6	1,86	49,0	21,4	27,6	0,9	—	—	—	—	0,13

* А Вило, Л Мартин и др., 1962.
** В. Олли, 1960.
*** Берзкалнс, 1956.

образования ленточных глин создают благоприятные условия для пучения водонасыщенных грунтов при промерзании. В открытых котлованах возможно размокание ленточных глин. Легкоподвижные ленточные глины на склонах представляют также серьезную угрозу при котлованных работах.

Несмотря на сравнительно плохие геотехнические показатели, ленточные глины могут служить основанием для строительства легких построек в сельской местности. При этом рекомендуется проводить осушение верхнего слоя глин (2—3 *м*) до твердой или пластичной консистенции. На участках, где ленточные глины перекрыты достаточной мощности морскими песками, строительство также возможно.

Подморенные ленточные глины, уплотненные ледником и имеющие незначительное распространение на площади региона (Локса), являются вполне надежным основанием для сооружений. Угол внутреннего трения у них колеблется от 25 до 30°, величина сцепления — от 0,25 до 0,72 *кг/см*^{2}.

Озерно-ледниковые пески имеют плотное сложение. По гранулометрическому составу они относятся к мелкозернистым и пылеватым. Содержание в них крупных фракций (0,5—1,0 *м*) редко превышает 10%. По содержанию глинистых частиц, часто превышающих 2—3%, описываемые пески в таких случаях приближаются к супесям. Текстура озерно-ледниковых песков ленточная или массивная. Пески и супеси почти всегда водоносные. Уровень грунтовых вод залегает на глубине 0—5 *м* от поверхности земли (преобладающая глубина 1—2,5 *м*) и обладает свободной поверхностью. Воды озерно-ледниковых отложений часто используются местным населением для хозяйственно-питьевых целей. Дебиты колодцев и скважин составляют 0,006—0,55 *л/сек*, удельные дебиты их 0,006—0,7 *л/сек*.

Коэффициенты фильтрации по данным опытных откачек колеблются от 0,24 до ,9,85 *м/сутки*, а по лабораторным данным они достигают 35,8 *м/сутки* и более.

По химическому составу описываемые воды являются преимущественно гидрокарбонатно-кальциевыми с минерализацией от 0,27 до 1,07 *г/л*. Поскольку озерно-ледниковые пески распространены преимущественно на необжитой заболоченной территории Эстонии, их инженерно-геологические свойства почти не изучены. По результатам двух анализов удельный вес их составляет 2,66; объемный вес 1,8—2,03; объемный вес скелета 1,65—1,69; естественная влажность 8—19%; коэффициент пористости 0,59—0,60; коэффициент уплотненности 0,94; коэффициент фильтрации (по лабораторным испытаниям) 0,5—5 *м/сутки*. Распространение озерно-ледниковых песков по приведениым данным приурочено к участкам с устойчивым основанием.

Флювиогляциальный инженерно-геологический комплекс распространен в виде небольших площадей по всей территории региона и представлен мелко-, средне- и крупнозернистыми песками с гравием и галькой осадочных и кристаллических пород. Иногда галька и гравий слагают основную массу породы. Указанный комплекс пород обычно водоносный и находит применение в качестве источника водоснабжения. В районах развития древних погребенных долин воды флювиогляциальных отложений используются для централизованного водоснабжения г. Тарту. Описываемые воды обычно безнапорные и только на участках перекрытия их ледниковыми отложениями обладают местным напором (табл. 78). Вода обнаружена на глубине 1—5 *м* от поверхности. Дебиты скважин и колодцев составляют 0,01—0,9 *л/сек*, удельные дебиты изменяются от 0,01 до 1 *л/сек*, иные достигают 5 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации описываемого комплекса колеблются от 0,66 до 15,6 *м/сутки*.

По химическому составу воды флювиогляциальных отложений относятся в основном к гидрокарбонатному кальциевому типу с минерализацией 0,4—0,8 *г/л*. По данным анализов их удельный вес в среднем равен 2,66; объемный вес выше уровня грунтовых вод составляет 1,55—1,71; естественная влажность 3—8% (некоторые тонкозернистые разности имеют объемный вес 1,90—1,97, влажность 15—25%). Коэффициент пористости колеблется от 0,55 до 0,80. В соответствии с высокой пористостью уплотненность песков низкая. Коэффициент плотности составляет 0,11—0,33. Несмотря на относительно низкую плотность пород флювиогляциального комплекса, построенные на них здания не претерпевают почти никаких деформаций.

Водопроницаемость описываемых пород высокая. В зависимости от гранулометрического состава коэффициент фильтрации колеблется от 1 до 25 *м/сутки*.

Таблица 78

Физико-механические свойства флювиогляциальных песков
(по Вило, Мартин и др., 1963)

Место отбора пробы	Объемный вес, *г/см³*	Объемный вес скелета, *г/см³*	Естественная влажность, %	Коэффициент пористости	Коэффициент плотности	Угол естественного откоса (в сухом состоянии)	Сцепление, *кг/см²*
Тарту	1,71	1,58	8,6	0,69	0,54	35	0,12
Таллин (Мяннику)	1,67	—	4,0	—	0,46	36	0,14
Ору	1,67	—	4,5	—	0,60	36—43	0,19—0,20
Хаапсалу	1,61	1,53	5,23	0,74	0,78	32—34 (под водой 24—34)	—

Крупные разности пород выше уровня грунтовых вод долго сохраняют вертикальные стенки. Отдельные тонкозернистые пылеватые разности песков обладают коэффициентом уплотнения (под водой), не превышающим 0,01 *см²/кг* в интервале нагрузок 1—2 *кг/см²*, угол внутреннего трения 32°, величина сцеплений 0,1—0,4 *кг/см²*. В целом породы флювиогляциального комплекса обладают высокой несущей способностью и могут служить хорошим естественным основанием. Расчетное сопротивление для них определяется в 2,0—4 *кг/см²*. При котлованных работах ниже уровня грунтовых вод возможно возникновение суффозионных явлений.

Формация морских и бореальных трансгрессий широко развита в западной части региона и на островах. Дальше в виде узкой полосы она тянется вдоль побережья Финского залива на севере и северо-востоке и местами, вдоль западного побережья Чудского и Псковского озер, — на востоке региона. Состоит из комплекса морских отложений различных стадий развития Балтийского ледникового озера и моря (начиная от современной, включая лимниевую, литориновую, анциловую, балтийскую, иольдиевую и др.). По инженерно-геологическим свойствам объединены в одну инженерно-геологическую группу песчаных пород. Они представлены мелко- и тонкозернистыми иногда разнозернистыми песками, часто с галькой и гравием (преобладающая фракция от 0,25 до 0,1 *мм*), местами с прослоями и линзами суглинков и супесей (табл. 79). Морские пески водоносные. Воды обычно безнапорные. Иногда обладают местным незначительным напором, благодаря наличию суглинистых и глинистых разностей в верхних слоях этих отложений. Глубина залегания воды от поверхности колеблется от 0,2

до 4,5 *м*. Дебиты колодцев и скважин в морских песках составляют 0,01—0,80 *л/сек*, удельные дебиты уменьшаются от 0,4—0,6 до 2—2,7 *л/сек*.

По химическому составу описываемые воды в основном гидрокарбонатные-кальциевые. Широко используются местным населением для питья и хозяйственных нужд.

Основные показатели физико-механических свойств песков следующие: удельный вес 2,64—2,67; объемный вес песков, насыщенных водой, колеблется от 1,8 до 2,1; пески выше уровня грунтовых вод имеют объемный вес от 1,6 до 1,7; объемный вес скелета 1,53; весовая влажность (при заполнении пор песков водой на 18—25%) колеблется от 4 до 7%; весовая влажность водонасыщенных песков (при заполнении пор водой на 90—100%) составляет 18—29%. Коэффициент пористости варьирует в пределах от 0,57 до 0,75. Коэффициент уплотненности часто приближается к единице, а коэффициент фильтрации, по лабораторным испытаниям (с нарушенной структурой), составляет от 1—5 до 7—3 *м/сутки*. Угол естественного откоса сухого грунта 32—34°, под водой 24—34°.

По приведенным физико-механическим свойствам морские пески можно считать надежным основанием фундамента. Расчетное сопротивление на пески может быть принято 1—2 *кг/см*^{2}. При этом следует учитывать, что морские пески легко размываются поверхностными водами. В мелко- и тонкозернистых песках могут возникать суффозионные явления. Морозное пучение проявляется редко.

Внеледниковая формация состоит из озерного, аллювиального, эолового и торфяно-болотного комплекса. По инженерно-геологическим свойствам породы этих комплексов объединяются в три группы: 1) песчаные породы; 2) песчаные породы со связными и 3) органоминеральные породы. К песчаным и песчаным со связными группам пород относятся озерные, аллювиальные и эоловые отложения, весьма ограниченно распространенные на площади региона. В связи с незначительным распространением *эолового геолого-генетического комплекса* на инженерно-геологической карте последний не выделен. Представлен он мелкозернистыми хорошо отсортированными песками, слагающими обычно гряды береговых дюн. Ввиду отсутствия на них какого-либо значительного строительства инженерно-геологические свойства их не изучены.

Отложения, слагающие *озерный и аллювиальный комплексы*, отличаются чрезвычайной пестротой литологического состава и невыдержанностью отдельных слоев в разрезе и по простиранию. Представлены мелко- и тонкозернистыми песками, супесями, суглинками, сапропелями. Все разновидности содержат неравномерно распределенные по толще примеси органических веществ. Физико-механические свойства их не исследованы. Сложное, изменчивое на небольших расстояниях геологическое строение аллювиальных отложений определяет неравномерную их осадку в основаниях сооружений. В соответствии с этим можно считать, что породы аллювиального комплекса в большинстве случаев непригодны для основания под ответственные инженерные сооружения.

Инженерно-геологические свойства *озерного геолого-генетического комплекса* — песков, супесей, сапропелей, по опыту немногочисленного строительства, всегда плохие. Коэффициент уплотнения озерного ила в интервале нагрузок 0,4—0,8 *кг/см*^{2} равен 0,37 *см*^{2}*/кг*.

Торфяно-болотный геолого-генетический комплекс пород занимает около 16% площади региона. Породы этого комплекса объединены в группу органоминеральных пород. Они представлены низинным, переходным и верховым торфом, иногда илом. Торф является одним из

Таблица 79

Физико-механические свойства морских песков

(по В. Олли, Л. Мартин, 1963)

Место отбора пробы	Удельный вес, $г/см^3$	Объемный вес, $г/см^3$	Объемный вес скелета, $г/см^3$	Естественная пористость	Показатель пористости	Естественная влажность, %	Степень плотности	Угол естественного откоса, *град*	Содержание фракций, %						Эффективный диаметр	Коэффициент неоднородности
									>2 *мм*	>1 *мм*	1—0,5 *мм*	0,5—0,25 *мм*	0,25—0,1 *мм*	<0,1 *мм*		
Ристи-Куркссе	—	1,68	1,55	0,417	0,717	8,7	0,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Вихтерпалу	2,66	1,88	1,66	0,374	0,596	14,8	0,76	31	—	—	—	—	—	—	—	—
Ноароотси	2,65	1,95	1,59	0,400	0,667	22,6	0,66	33	—	—	—	16	82	2	0,14	1,43
Лыыба	2,66	1,77	1,62	0,391	0,642	9,4	—	—	—	3	—	32	64	1	0,17	1,5
Канал Уулу	2,67	1,69	1,59	0,405	0,679	6,6	0,77	33	—	—	—	—	57	43	0,08	1,38
То же	—	1,86	1,56	0,413	0,705	20,0	0,92	—	—	—	—	—	44	46	0,075	1,35
Пляж Пярну	2,67	2,04	1,66	0,378	0,608	23,1	0,81	37	—	—	4	27	67	2	0,135	1,70
Пляж Каллавере	2,66	1,92	1,51	0,433	0,762	27,0	0,66	32	—	—	—	2	94	4	0,10	1,62
Мууга	—	1,98	1,58	0,406	0,683	25,2	0,80	31	—	—	—	—	—	—	—	—
Н-Йыэсуу, Ауга	—	—	1,55	0,418	0,720	—	0,51	36	—	—	—	17	80	3	0,12	1,50
Нарва-Йыэсуу, улица Рая	—	—	1,58	0,406	0,685	—	0,65	30	—	—	—	3	95	2	0,13	1,2
Харью-Рисги	—	1,69	1,57	0,409	0,695	7,5	0,66	—	—	—	—	—	—	—	—	—

наиболее распространенных видов грунтов. По данным лабораторных испытаний (Коорт, Вило, 1963), удельный вес торфа колеблется в пределах 1,5—2,56; величина объемного веса от 0,12 до 1,45 *г/см*³. Объемный вес скелета в 3—8 раз меньше естественного объемного веса. Естественная влажность изменяется от 215 до 699%. Поскольку объемный вес скелета невелик, коэффициент пористости торфяного грунта очень большой: 4,5—14,0. Коэффициенты сжимаемости колеблются от 1,63 до 4,32 *см*²/*кг*. Потери при прокаливании изменяются от 56 до 96%. По приведенным данным торф относится к сильносжимаемым грунтам.

При строительстве торф, как правило, вынимается из основания сооружений, но под земляными полотнами шоссейных дорог обычно не извлекается. При отсутствии под торфом озерных илов земляные полотна проектируются с учетом осадки основания на 30—50% от общей мощности торфяной залежи.

Физико-механические свойства илистых грунтов с точки зрения строительства неудовлетворнтельные. Средние физико-механические показатели их следующие: удельный вес 2,55 *г/см*³; объемный вес 1,50 *г/см*³; объемный вес скелета 0,95 *г/см*³; естественная влажность 58%; коэффнциент пористости 0,7, коэффициент сжимаемости 0,09 *см*²/*кг*.

Территория Эстонской ССР по геоструктурному признаку отнесена к одному региону: южному склону Балтнйского щита. Слагающие регион коренные породы и поверхностные отложения выделены в формации, по которым дается прогноз основных инженерно-геологических особенностей. Соответственно средн отложений коренной основы выделены четыре типа формаций: нижнетерригенная, карбонатная, терригенно-карбонатная и верхнетерригенная; среди поверхностных отложений— три типа формаций: валдайского оледенения, морских бореальных трансгрессий и внеледниковая.

В пределах региона по геоморфологическим элементам первого порядка выделено семь областей: *I—А* — аккумулятивно-абразионной предглинтовой низменности; *I—Б* — абразионно-аккумулятивных низменностей Эстонии; *I—В* — слабоволнистой моренной равнины; *I—Г*— холмисто-моренной равнины; *I—Д* — крупных друмлиновых полей; *I—Е* — плосковолнистой возвышенности (Пандивере); *I—Ж* — крупных холмисто-моренных возвышенностей краевых и конечных ледниковых образований (Хаанья, Отепя, Сакала).

Геолого-генетические комплексы пород, слагающие формации, объединены в инженерно-геологические группы, отражающие общие физико-механические и геотехнические свойства тех пород, которые могут являться основанием для сооружений.

Соответственно с этим геолого-генетические комплексы пород коренной основы объединены в три инженерно-геологические группы: 1) скальные породы с пластичными; 2) полускальные породы с пластичными и 3) пластичные породы. Геолого-генетические комплексы пород поверхностных отложений объединены в семь инженерно-геологических групп: 1) окатанные породы с песчаными; 2) песчаные породы; 3) песчаные породы со связными; 4) связные с песчаными; 5) связные породы с включением обломочных; 6) связные и 7) органоминеральные породы.

Основные показатели физико-механических свойств геолого-генетических комплексов пород региона коренной основы определяют их как устойчивые основания для возведения различного типа сооружений. Пластичные породы нижней терригенной формации могут иметь допустимое давление до 3—6 *кг/см*²; полускальные породы с пластичной карбонатной формацией — до 10 *кг/см*², а полускальные породы с пластич-

ными нижнетерригенной, терригенно-карбонатной и верхнетерригенной формациями от 2—4 до 3—5 *кг/см²*.

Геолого-генетические комплексы поверхностных отложений характеризуются различными несущими способностями. Наиболее низкими геотехническими показателями обладают связиые породы озерно-ледникового комплекса формации валдайского оледенения и все геолого-генетические комплексы пород внеледниковой формации: озерный, аллювиальный, торфяно-болотный.

К устойчивым основаниям для сооружений относятся породы ледникового геолого-генетического комплекса (расчетное сопротивление в зависимости от их консистенции принято от 1,5—2,0 до 2—3 *кг/см²*), флювиогляциального (расчетное сопротивление 2—4 *кг/см²*) и морского (расчетное сопротивление 1—2 *кг/см²*).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На территории Эстонской ССР в осадочном чехле и в верхней выветрелой зоне кристаллического фундамента распространены водоносные комплексы и горизонты, в том числе (сверху вниз): четвертичный, саргаевский, швентойско-тартуский, пярнуский, силурийский, ордовикский, кембро-ордовикский, кембро-вендский (ломоносовский+гдовский) и протерозойско-архейский. Воды — поровые, порово-пластовые, порово-трещинно-пластовые, трещинно-карстово-пластовые и трещинные, в зависимости от литологии водосодержащих пород.

Несмотря на пестрый литологический состав пород и сложные гидрогеологические условия, установлена гидродинамическая и гидрохимическая зональность распределения подземных вод в горизонтальном и вертикальном направлениях. Анализ последней позволил выделить две зоны водообмена: 1) свободного (интенсивного) и 2) замедленного (затрудненного). Водообмен происходит путем инфильтрации атмосферных осадков в водоносную толщу. Зона свободного водообмена определяется глубиной древнего базиса эрозии. Наибольшая мощность этой зоны наблюдается в районе, примыкающем к Чудскому и Псковскому озерам. Незначительной по мощности и площади распространения является зона свободного водообмена в южной и западной частях Эстонии. Это обусловлено, с одной стороны, структурными особенностями и условиями формирования подземных вод в этих районах, а с другой — влиянием морских вод. Северная и центральная части Эстонии, включая воды протерозойско-архейского комплекса, находятся полностью в зоне свободного водообмена. Таким образом, мощность зоны пресных вод определяется дренирующим воздействием гидрографической сети. Питание водоносных комплексов и горизонтов зоны затрудненного водообмена происходит путем гравитационного и гидравлического перемещения подземных вод из верхней зоны, а разгрузка осуществляется через тектонические трещины — в Балтийское море. Распространение зоны замедленного водообмена определяется в целом глубиной вреза Балтийского моря (абсолютная отметка Ландсортской впадины минус 459 *м*), взятой с соответствующим коэффициентом на глубину распространения влияния дрены. Глубина залегания уровня подземных вод от поверхности находится в прямой зависимости от рельефа местности и обычно для зоны свободного водообмена имеет пределы от 0 до 20 *м*. Это же в общих чертах характерно и для зоны замедленного водообмена. Исключение составляют для южной Эстонии пярнуский и нижележащие водоносные комплексы, дающие в пониженных частях рельефа фонтаны высотой до 15—20 *м* и в повышенных частях рельефа зале-

гающие на больших глубинах, а для северной Эстонии кембро-вендский комплекс, имеющий в районах его наибольшего водопотребления (зона г. Кохтла-Ярве) уровень на глубине порядка 70—80 *м* от поверхности.

Как видно из прилагаемой гидрогеологической карты, решающее значение в распределении областей питания, циркуляции и разгрузки имеет расположение и соотношение гипсометрического положения возвышенностей и впадин. В большинстве случаев современные возвышенности (Пандивере, Отепя и др.) являются унаследованными положительными формами древнего дочетвертичного рельефа и к ним, как правило, приурочены максимальные отметки уровней подземных вод. Это относится, в частности, к зоне свободного водообмена, для которой практически отмечено совпадение поверхностных и подземных водоразделов. Для зоны затрудненного водообмена влияние современного рельефа проявляется в направлении создания высоких гидростатических напоров на водоразделах регионального порядка.

Водоносные комплексы и горизонты описываемых гидродинамических зон характеризуются пестрой водообильностью, определяемой прежде всего литологическим составом водовмещающих толщ. Наиболее стабильную и высокую водообильность имеет кембро-вендский водоносный комплекс в северной Эстонии и пярнуский горизонт (нередко эксплуатируемый совместно с силурийским) в центральной Эстонии. Водоносные комплексы, представленные карбонатными породами, характеризуются пестрой водообильностью, обусловленной неравномерной трещиноватостью и закарстованностью водовмещающих пород. Несколько меньшую, однако относительно стабильную водообильность имеют швентойско-тартуский и кембро-ордовикский водоносные комплексы.

Гидрохимическая закономерность описываемых двух зон выражается в постепенном увеличении минерализации и в изменении химического состава вод путем перехода от пресных гидрокарбонатных кальциевых в зоне свободного водообмена к хлоридным-натриевым с минерализацией до 10 *г/л* и более в зоне замедленного водообмена. Таким образом, химический состав и степень минерализации находятся в тесной зависимости от гидродинамической обстановки, к которой они приурочены, т. е. от глубины залегания, определяющей условия водообмена и закрытости структуры.

На фоне нормального гидрохимического разреза, характеризуемого увеличением минерализации подземных вод с глубиной, местами проявляются отклонения от общей схемы, вызванные факторами, имеющими ограниченное распространение (искусственные и влияние моря).

Подземные воды верхней гидродинамической зоны, несмотря на наличие в ней нескольких водоносных комплексов и горизонтов, представляют единую гидравлическую систему, что объясняется невыдержанным распространением местных региональных водоупоров. Указанные условия дренирования подземных вод речной сетью позволили для количественной оценки подземного стока зоны свободного водообмена применить метод генетического расчленения гидрографа. Подземный сток оценен по трем основным показателям: величине многолетнего среднего годового модуля подземного стока ($л/сек \cdot км^2$); величине многолетнего минимального годового модуля ($л/сек \cdot км^2$); по отношению величины коэффициента подземного стока (в процентах) к величине атмосферных осадков. Анализ полученных данных свидетельствует о распространении относительно более высоких значений модулей на возвышенных и меньших — на низменных территориях республики. Объясняется это увеличением значения атмосферных осадков на возвышенностях, а также расчлененностью рельефа, создающего повышенную водопроводимость как по глубине, так и по площади. Пониженные

модули на территории западной Эстонии и других низменных участках объясняются небольшой мощностью развития зоны свободного водообмена (до 50—100 *м*), а также локальным развитием с поверхности водоупорных пород. Аналогичную схему представляет изменение модулей минимального стока и коэффициента подземного стока.

Территория Эстонии распределяется между двумя системами артезианских бассейнов I порядка: Прибалтийским — западная часть республики и Русским — восточная часть республики. В разрезе гидроструктурных единиц II порядка распределение это находит место соответственно между Ленинградским артезианским бассейном на востоке, южным склоном Балтийского щита на северо-западе и западе и Лифляндским артезианским бассейном — на юго-западе.

Имеющийся фактический материал позволил составить обзорные мелкомасштабные гидрогеологические карты четвертичных и дочетвертичных отложений территории ЭССР, а также обзорную мелкомасштабную карту инженерно-геологического районирования, дающих определенное представление о гидрогеологическом строении территории республики (см. графические приложения).

В практическом отношении проработанный материал позволил дать определенные рекомендации по более эффективному и полному использованию водных ресурсов, а также использованию минеральных лечебных вод, морских грязей и сапропелей.

Несмотря на хорошую гидрогеологическую изученность, позволяющую в общих чертах установить закономерность формирования подземных вод в особенности для верхнего этажа, находящегося в зоне свободного водообмена, имеется целый ряд неясных вопросов, не освещенных в региональном разрезе. Особенно это касается нижнего этажа подземных вод, располагающегося в зоне замедленного водообмена. В частности, очень слабо изучен пярнуский водоносный горизонт в южной Эстонии, недостаточно полно изучены воды кембро-вендского комплекса в центральной и южной Эстонии и воды кристаллического фундамента по всей территории республики. Все это отрицательно сказывается при решении проблемы формирования химического состава подземных вод, их генезиса и возраста. Кроме того, это затрудняет выявление роли подземных вод в образовании, формировании и разрушении месторождений полезных ископаемых, закономерностей распределения микрокомпонентов в подземных водах, гидрохимических поисков рудных месторождений и т. д. Недостаточная изученность указанных водоносных комплексов и горизонтов не позволяет полностью решить вопрос обеспечения потребностей республики минеральной лечебной водой.

Немаловажную роль в выявлении процессов формирования подземных вод имеет изучение элементов режима водоносных комплексов и горизонтов в различных природных условиях как в естественных, так и в искусственных (особенно, в районах действующих водозаборов вблизи морских побережий). Недостаточно развитая гидрорежимная сеть не обеспечивает получения всесторонних данных по закономерностям формирования режима подземных вод.

Кроме того, необходимо отметить неравномерность в изучении водоносных комплексов. При проведении геологосъемочных работ еще мало внимания уделяется проведению работ по качественной изоляции водоносных комплексов и горизонтов. Вследствие этого имеются только единичные данные по количественному содержанию в подземных водах Эстонии микрокомпонентов. Недостаточно также сведений о температуре и газовом составе вод. При разведке и эксплуатации месторожде-

ний полезных ископаемых не уделяется должного внимания изучению их гидрогеологических и инженерно-геологических условий.

Дальнейшие гидрогеологические и инженерно-геологические исследования рекомендуется проводить в направлении выполнения решения Всесоюзного научно-технического совещания по гидрогеологии и инженерной геологии (г. Ереван, 1963). В том числе представляется целесообразным рекомендовать продолжение работ по: 1) подсчету ресурсов подземных вод; 2) водоснабжению крупных городов; 3) обоснованию сети наблюдательных точек за режимом подземных вод с учетом выделенных гидрогеологических районов, мелиоративного строительства, эксплуатации подземных вод и месторождений полезных ископаемых; 4) инженерно-геологическому картированию территории республики; 5) выявлению коллекторов для создания подземных хранилищ горючего и газа; 6) периодическому пересоставлению специализированных гидрогеологических карт.

ЛИТЕРАТУРА

Аалоэ А. О., Марк Э. Ю., Мююрисепп К. К., Орвику К. К. Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. Таллин, 1958.

Агроклиматический справочник Эстонской ССР. Гидрометеоиздат, 1960.

Андреянов В. Г. Циклические колебания годового стока, их изменения по территории и учет при расчетах стока. Тр. III Всесоюз. гидрогеологич. съезда, т. II, Л. 1959.

Бындеман Н. И. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. Госгеолтехиздат, 1963.

Богомолов Г. В., Плотникова Г. И., Флерова Л. И. Палеогидрогеологические условия формирования подземных вод Московского артезианского бассейна и сопредельных областей. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1962.

Богомолов Г. В., Плотникова Г. И., Флерова Л. И. Палеогидрогеологические условия Московской синеклизы в нижнем и среднем палеозое. Тр. Ин-та геол. АН БССР, вып. 3. Минск, 1963.

Бочевер Ф. М., Веригин Н. И. Методическое пособие по расчетам эксплуатационных запасов подземных вод для водоснабжения. Госстройиздат, 1961.

Верте А. И. Отчет о стационарных режимных наблюдениях. Ин-т геологии АН ЭССР. Таллин, 1953—1960.

Верте А. И. Особенности формирования подземных вод Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, вып. 2. Таллин, 1958.

Верте А. И. Влияние тектонических структур на пьезометрию и состав подземных вод Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, вып. 1. Таллин, 1962.

Верте А. И. О минеральных водах Эстонской ССР. Тр. Эстонского ин-та курортологии и экспериментальной и клинической медицины, вып. II. Изд-во АН ЭССР. Таллин, 1963.

Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии сб. 14—19. ВСЕГИНГЕО. Госгеолтехиздат, 1956—1962.

Газизов М. С. Эффективная система осушения сланцевых шахт Эстонии, Ыхви. Сборник материалов по итогам развития сланцедобывающей промышленности Эстонской ССР за 1953—1959 гг. и перспективы дальнейшего технического прогресса. 1961.

Газизов М. С. и др. Опыт водоснабжения на месторождениях полезных ископаемых со сложными гидрогеологическими условиями. Изд-во АН СССР, 1963.

Гатальский М. А. Значение динамики в формировании подземных вод Русской платформы. Геологический сборник № 2, Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 95. Гостоптехиздат. 1956.

Гидрогеология СССР, вып. I—V. Госгеолтехиздат, 1939—1947.

Духанина В. И. Карта грунтовых вод Европейской части СССР в м-бе 1 : 1 500 000 и новая схема зональности грунтовых вод на Русской равнине. Тр. III Всесоюз. гидрогеол. съезда, т. 9. Гидрометеоиздат, 1959.

Ежегодник бюро исследований внутренних вод, 1925—1940.

Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основные черты гидрогеологии СССР. «Проблемы гидрогеологии», 1960.

Зайцев И. К. Принципы гидрогеологического районирования. Советская геология, сб. 19, 1947.

Зекцер И. С. Естественные ресурсы пресных подземных вод Прибалтийского артезианского бассейна. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел геологический, № 5, 1963.

Иностранцев А. А. Изменяемость концентрации и состава минеральных ключей. Тр. бальнеол. отд. Русского об-ва охраны народного здравоохранения, т. 1. 1885

Инструкция по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод. Госгеолтехиздат, 1962.

Каменский Г. Н. Гидрохимическая зональность в распределении подземных вод. Тр. МГРИ, т. XXVI. Госгеолтехиздат, 1954.

Каменский Г. Н., Толстихина М. М, Толстихин Н И. Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат, 1959.

Кару А. П. О значении реконструкции лесов в Эстонской ССР. Ежегодник общества естествоиспытателей при АН ЭССР. Таллин, 1955.

Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Гостоптехиздат, 1963.

Каск Р. П. Водная эрозия почв в Эстонской ССР, «Почвоведение», 1958, № 9.

Каяк К. Ф. О краевых ледниковых образованиях юго-восточной Эстонии. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, т. XXI, 1963.

Климатический справочник СССР, вып. 4 по Эстонской ССР, Эст. гос. изд-во. Таллин, 1949.

Куделин В. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. Изд-во МГУ, 1960.

Луха А. Г. Материалы по геологии, гидрогеологии и полезным ископаемым Прибалтийского сланцевого бассейна. Сб. 1. Тр. ВСЕГЕИ, 1945.

Лыокене Э. А. Геоморфология северной части Сакалаской возвышенности. Тр. Тартуского гос. ун-та, вып. 75, 1959.

Материалы по гидрогеологии и инженерной геологии. Указания по составлению монографии «Гидрогеология СССР». ВСЕГИНГЕО, 1960.

Методическое руководство по изучению режима подземных вод. Госгеолтехиздат, 1954.

Методические указания и письма по составлению монографии «Гидрогеология СССР». ВСЕГИНГЕО, 1960—1964.

Овчинников А. М. Общая гидрогеология. Госгеолтехиздат, 1955

Овчинников А. М. Минеральные воды (Изд. 2-е). Госгеолтехиздат, 1962.

Овчинников А. М. Основные принципы гидрогеологического районирования. Доклад к собранию международной ассоциации гидрогеологов, 1960.

Овчинников А. М. Водонапорные системы земной коры. Изв. Высших уч. завед., «Геология и разведка», 1961, № 8.

Орвику К. К. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогеновом периоде. Изв. АН ЭССР, т. IV, № 2. Таллин, 1955.

Орвику К. К. Стратиграфическая схема антропогеновых (четвертичных) отложений на территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, вып. I. Таллин, 1956.

Орвику К. К. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных (материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике) АН ЭССР. Тарту, 1960.

Орвику К. К., Орвику Каарел. О закономерностях строения и развития современного морского берега Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, вып. VIII, Таллин, 1961.

Плотников Н. А. Оценка запасов подземных вод. Госгеолтехиздат, 1959

Погребов Н. Ф. Об артезианских буровых скважинах г. Ревеля. «Геологический вестник», № 1. 1916; № 5, 1915.

Приклонский В. А. Грунтоведение. Госгеолтехиздат, 1955.

Приклонский В. А., Лаптев Ф. Ф. Физические свойства и химический состав подземных вод. Госгеолтехиздат, 1940.

Проблемы гидрогеологии. Доклады к собранию международной ассоциации гидрогеологов. Национальный комитет геологов Советского Союза, гидрогеол. секция. Госгеолтехиздат, 1960.

Пуура В. А., Вахер Р. М., Эрисалу Э. К. Тектоническое строение северо-восточной Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962.

Пярна К. К. О геологии Балтийского и больших местных приледниковых озер на территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, вып. V, Таллин, 1960.

Рейнтам Л. Д. Дерново-подзолистые почвы юго-восточной Эстонии. Агрохимическая характеристика почв СССР. Изд-во АН СССР, 1962.

Роговская Н. В. Методика гидрогеологического районирования для обоснования мелиораций. Госгеолтехиздат, 1959.

Роговская Н. В. Принципы гидрогеолого-мелиоративного районирования. «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии», сб. 16. Госгеолтехиздат, 1959

Роде А. А. Водный режим и его типы. «Почвоведение», 1956, № 4.

Силин-Бекчурин А. И. Гидродинамические и гидрохимические закономерности на территории Прибалтики. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, т. XX. Изд-во АН СССР, 1958.

Соскин И. М. Многолетние изменения гидрогеологических характеристик Балтийского моря. Гидрометеоиздат, 1963.

Тармисто В. Ю., Ростовцев М. И. Эстонская ССР (экономико-географический очерк). Таллин, 1956.

Труды лаборатории гидрогеологических проблем. Т. I—XXVI. Изд-во АН СССР, 1948—1960.

Хейнсалу Ю. И. Классификация карстовых форм Эстонской ССР. Изв. АН ЭССР, VIII, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 1. Таллин, 1959.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Том XXX

Эстонская ССР

Ведущий редактор *Л. Г. Китаенко*

Переплет художника *Н. А. Князькова*

Технические редакторы *Т. М. Шмакова, В. В. Быкова*

Корректор *Т. М. Кушнер*

Подписано к набору 18/III 1966 г.
Подписано к печати 24/VIII 1966 г.
Формат 70×108¹/₁₆ Бум. № 2.
Печ. л. 19,28 с 1 вкл. Усл. л. 26,99
Уч.-изд. л. 26,36 Т.-12617. Тираж 1000 экз.
Зак. № 230/9259-2 Цена 1 р. 97 к.
Индекс 3—4—1

Издательство «Недра». Москва К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.
Типография фабрики № 9 ГУГК