

УДК 556.3.048

## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПОДЗЕМНОГО СТОКА В ИВАНЬКОВСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

© 2013 г. Н.П. Ахметьева, Е.Е. Лапина

*Институт водных проблем Российской академии наук, Москва*

**Ключевые слова:** подземный сток в водохранилище, формула Дарси, артезианские воды верхнего карбона, восходящая фильтрация, грунтовый сток, родники, Верхняя Волга.



Н.П. Ахметьева



Е.Е. Лапина

Проведен расчет долей подземных вод разного генезиса в среднемноголетнем расходе Волги на участке Тверь – Дубна (Иваньковское водохранилище). Используются два метода расчетов: по формуле Дарси и формуле смешения. В подземном стоке выделены напорная, грунтовая и впервые – родниковая части; полученные расчеты позволяют уточнить количество

загрязняющих веществ, вносимых с подземным стоком в Иваньковское водохранилище – источник питьевого водоснабжения г. Москва.

### Введение

Иваньковское водохранилище входит в каскадную систему водохранилищ Верхней Волги, протекает на отрезке Волги от Твери до Дубны и на 55–60 % обеспечивает Московский регион питьевой водой. Хотя Волга является единственной крупной региональной дренажной для всех водоносных горизонтов, вопрос генетической структуры подземной составляющей и ее доли в стоке Иваньковского водохранилища до сих пор остается дискуссионным.

Существуют различные представления о роли подземных вод в питании водоемов и водотоков. Это связано с тем, что при оценке подземной части поверхностного стока речь идет либо о грунтовом стоке, либо о подземном стоке вообще, без разделения его на составные части (имеется в виду гидрологический способ «срезок» при анализе гидрографа).

Например, по [1] подземное питание Иваньковского водохранилища за год может достигать 42 %, при этом речь идет о грунтовых водах. Скорее всего, автор переносит рассчитанный по методу анализа гидрографа подземный сток рек-притоков Иваньковского водохранилища, который как раз колеб-

Водное хозяйство России № 1, 2013

# Водное хозяйство России

лется в пределах 30–45 %, на водохранилище, что не совсем верно из-за зарегулированности последнего.

Для Верхней Волги основным питающим горизонтом являются водоносные известняки каменноугольных отложений ( $C_{1-2}$ ), местами выходящие непосредственно в долину реки между городами Ржев и Камышин [2]. На старицком участке Волги длиной около 80 км, где ее русло прорезает толщу  $C_{1-2}$ , на долю подземного питания приходится 55–65 % годового стока; на створе Камышин величина подземного стока достигала 37,6 % от среднееголетнего расхода реки [2, 3]. Согласно [4], на участке Волги от Ржева до Калязина в ее ложе происходит разгрузка глубоких водоносных горизонтов карбона, чьи естественные ресурсы характеризуются региональным модулем подземного стока, равным 1,5–2,0 л/с·км<sup>2</sup>. В соответствии с гидрогеологической картой, на отрезке Тверь – Дубна доля подземного питания в среднееголетнем стоке рек составляет 20–30 % [5].

По предыдущим расчетам авторов напорные воды в среднееголетнем стоке водохранилища в замыкающем створе составляют не более 0,9 % [6]. Согласно [7], от Твери до Дубны питание водохранилища за счет напорных вод практически равно нулю. Последнее мнение, видимо, основано на предположении, что на этом участке водоносные известняки верхнего карбона перекрыты юрскими глинами и моренными суглинками, что предполагает затрудненную разгрузку восходящего водного потока.

Однако новые публикации, анализ фондовых и собственных режимных данных, проведенные в последние годы гидрогеологические и буровые работы на берегах водохранилища свидетельствуют о том, что юрские водоупорные отложения в его днище распространены не повсеместно. Их фильтрационные свойства не отвечают понятиям водоупора, следовательно, существуют реальные предпосылки для достаточно интенсивной разгрузки напорных вод карбона в ложе водохранилища.

### Гидролого-гидрогеологическая характеристика района

На рис. 1 представлена схематическая карта прибрежной части Ивановского водохранилища с указанием мест выхода родников, номеров отрезков, выделенных для расчета подземного притока, контуров палеодолин, детального участка и линий разрезов. Из конфигурации водохранилища видно, что оно делится на три плеса, различных по своему режиму и характеристикам. Это Волжский плес, наиболее узкий и проточный, со средними глубинами 8–12 м; Ивановский (практически всегда в подпоре, с глубинами 16–19 м) и Шошинский – самый мелководный (2–3 м). Отметки НПУ составляют 124,0 м, зимняя сработка уровня в настоящее время 3,0–4,5 м [8].

На рис. 2–4 показаны схематические гидрогеологические разрезы, отображающие геологическое строение и соотношение уровней по каждому

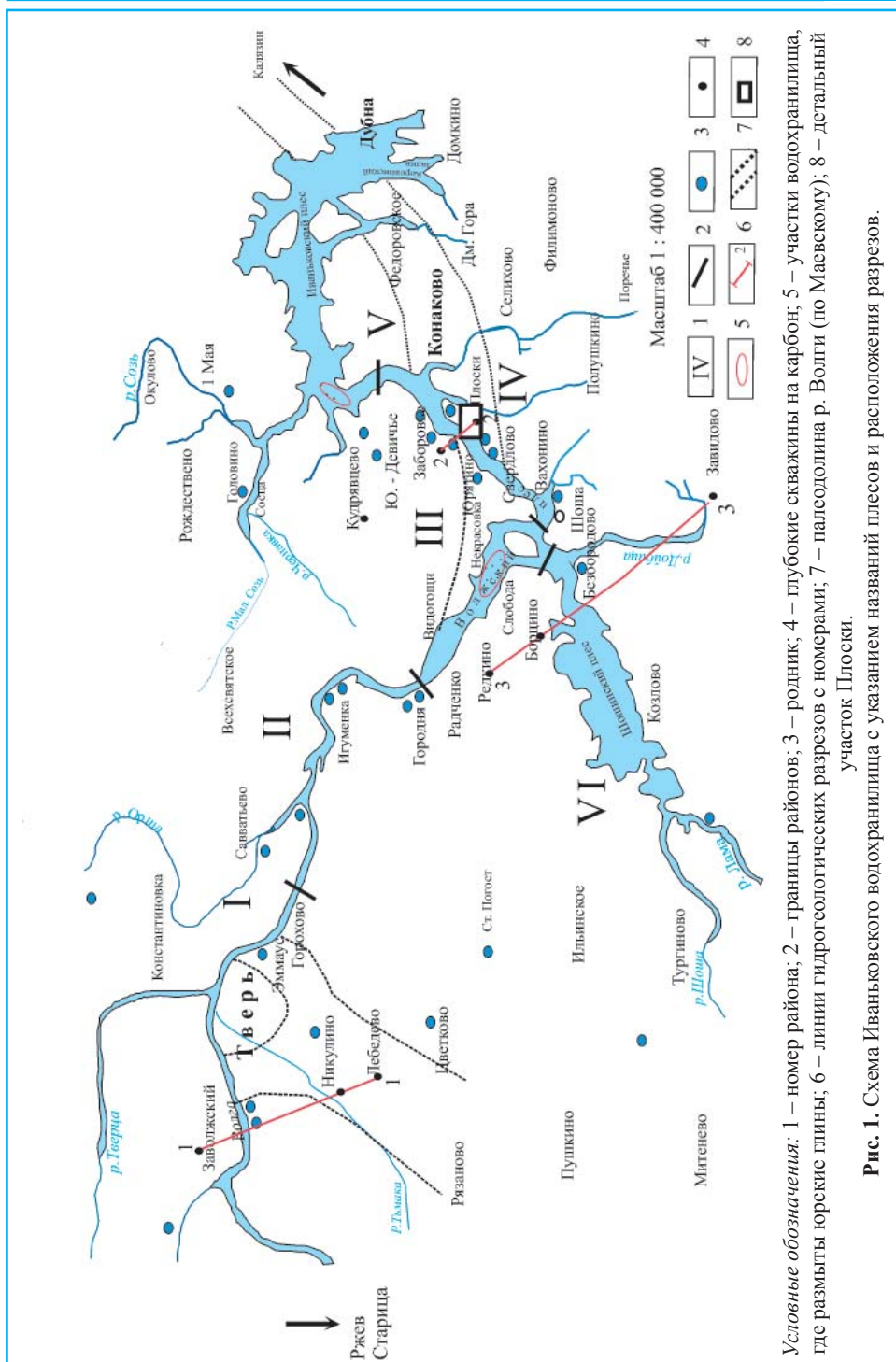


Рис. 1. Схема Ивановского водохранилища с указанием названий плесов и расположения разрезов.

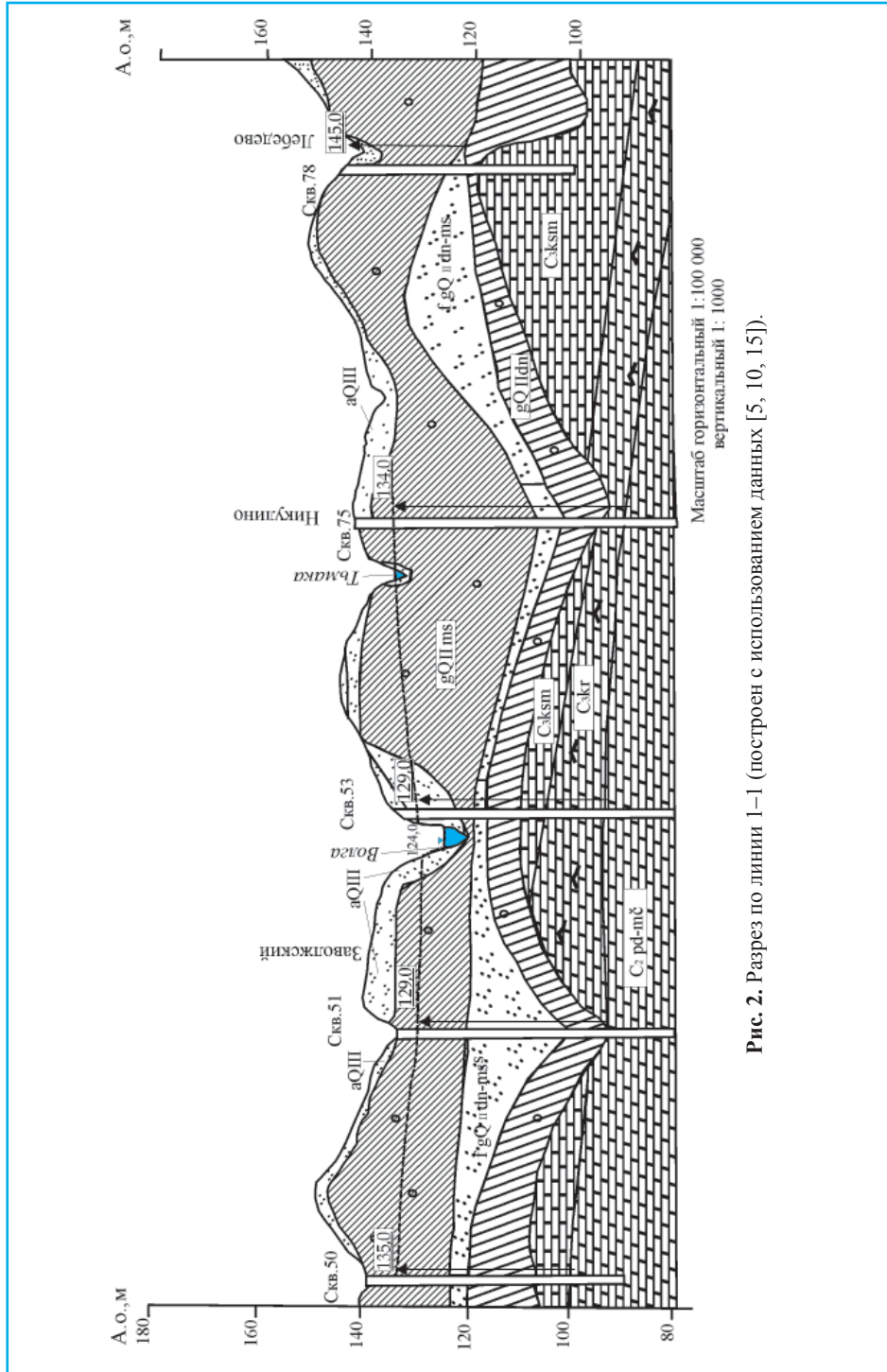


Рис. 2. Разрез по линии 1–1 (построен с использованием данных [5, 10, 15]).

Условные обозначения к разрезам:

### I. Водоносные горизонты и водоупоры

- |                       |  |
|-----------------------|--|
| aQIII(II)             | 1 – верхне-(средне)четвертичный аллювиальный водоносный горизонт, пески;                               |
| gQIIms                | 2 – московский ледниковый водоносный горизонт, моренные суглинки;                                      |
| fgQ II dn-ms          | 3 – московско-днепровский водно-ледниковый водоносный горизонт, пески, гравий, галька;                 |
| gQIIIn                | 4 – днепровская ледниковая толща, суглинки валунные с гнездами песков;                                 |
| J <sub>1</sub> cl-km  | 5 – келловей-кимериджский водоупор, глины с прослоями глинистых песков;                                |
| J <sub>1</sub> bt-cl  | 6 – бат-келловейский прослой, пески темно-серые, слоистые, глинистые;                                  |
| C <sub>3</sub> kl-ass | 7 – клязьминско-ассельский водоносный горизонт, доломиты, реже известняки, прослой мергелей;           |
| C <sub>3</sub> sc     | 8 – щелковский водоупор, мергели и глины;  |
| C <sub>3</sub> ksm    | 9 – касимовский водоносный горизонт, доломиты, известняки, мергели;                                    |
| C <sub>3</sub> kt     | 10 – кревьякинский водоупор, мергели и глины;  |
| C <sub>2</sub> pd-mě  | 11 – подольско-мячковский водоносный горизонт, известняки и доломиты с маломощными прослоями мергелей. |

### II. Прочие обозначения

--- Пьезометрический уровень напорных вод;  
▼ 124 – НПУ водохранилища;

С кв. 53  
129,0  
↑

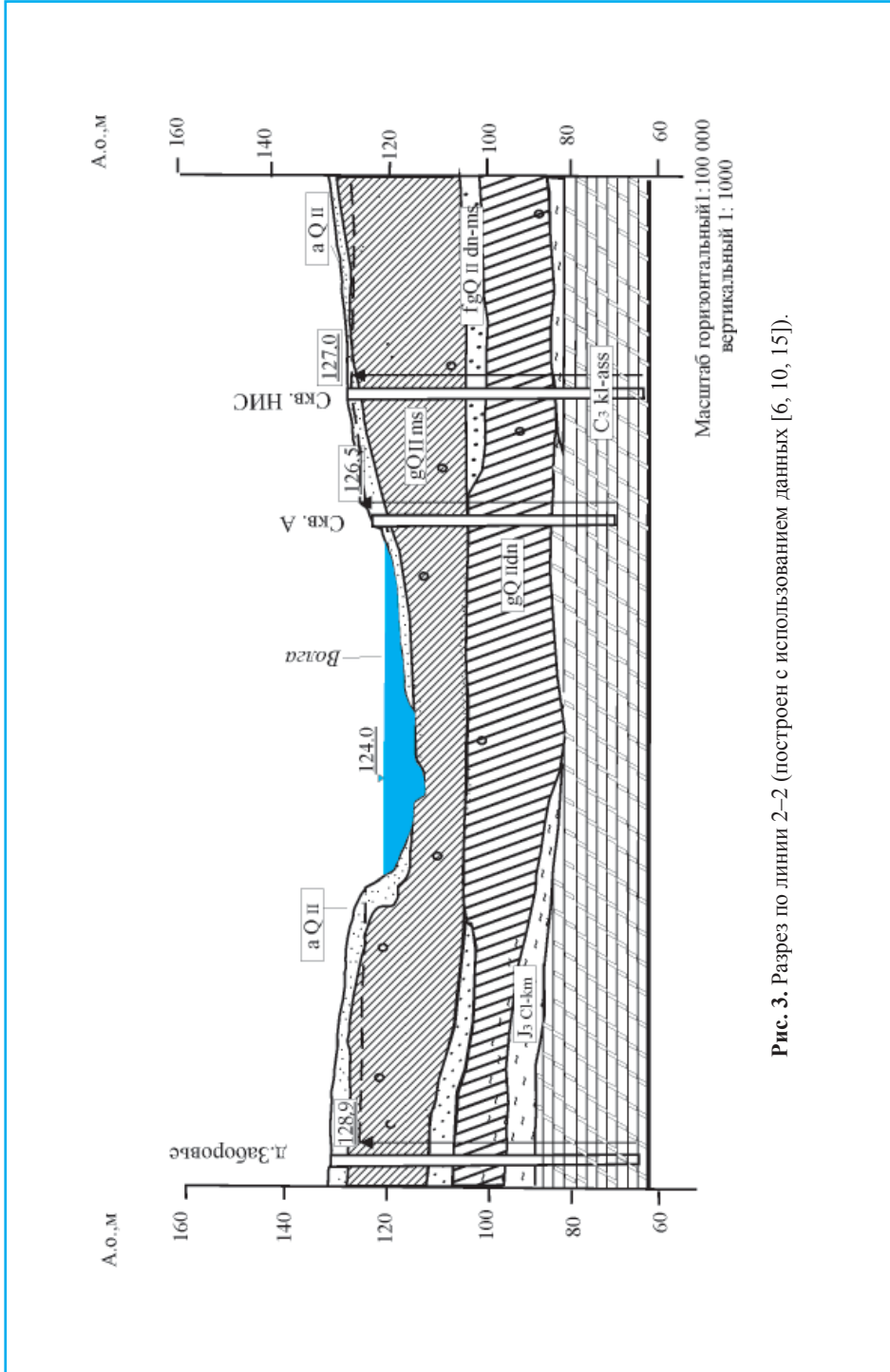


Рис. 3. Разрез по линии 2-2 (построен с использованием данных [6, 10, 15]).

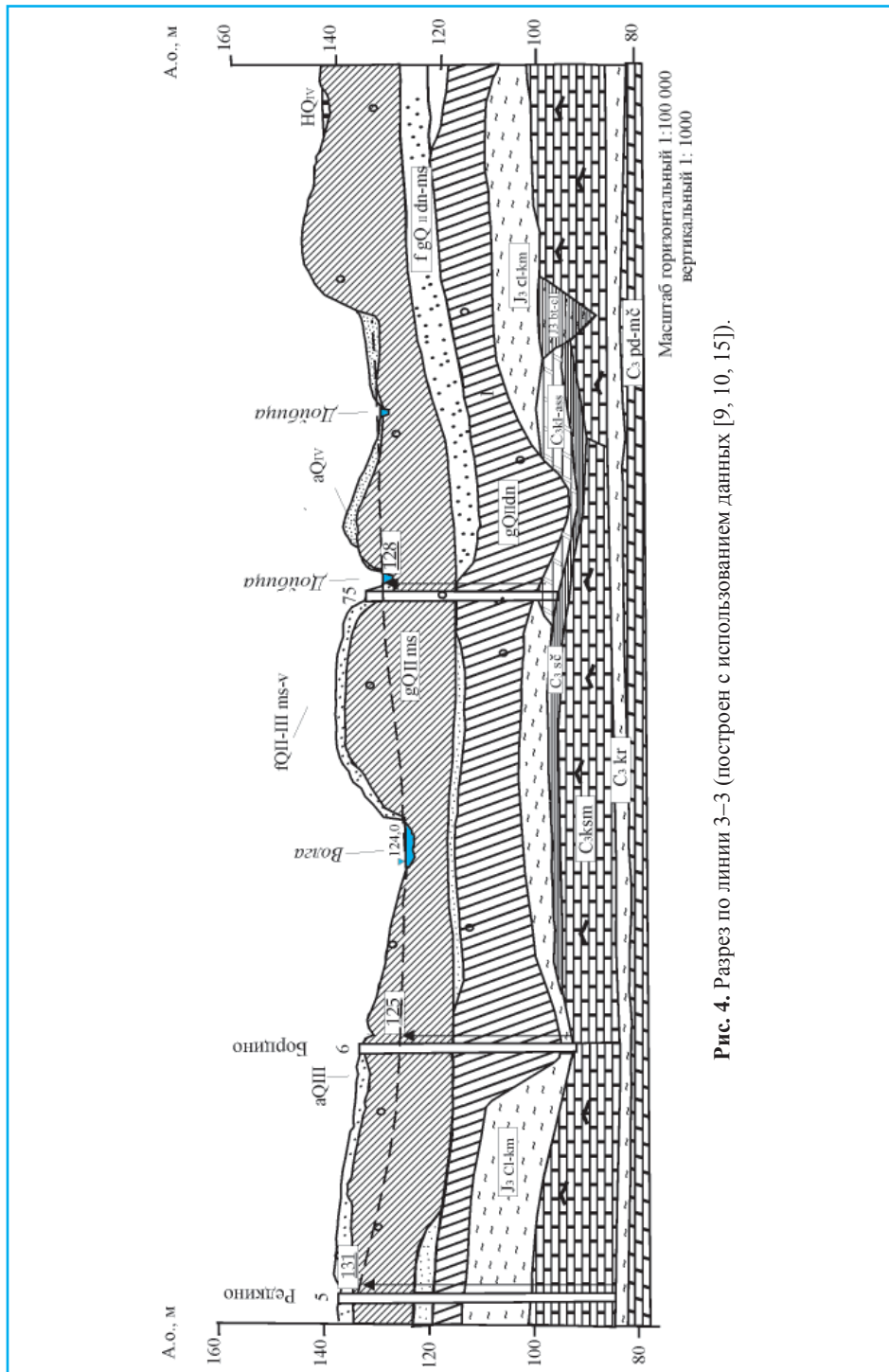


Рис. 4. Разрез по линии 3–3 (построен с использованием данных [9, 10, 15]).

плесу. На разрезах хорошо видно изменение величины напоров в скважинах при их приближении к Волге. Из рис. 1 также видно, что к особенностям территории относится широкое распространение палеодолин (Пра-Волга), в пределах которых имеет место тесная гидравлическая взаимосвязь между напорными, грунтовыми и поверхностными водами [9].

Волга от Твери до Дубны прорезает четвертичные отложения на глубину 20–30 м. В нижней части водохранилища, близ устья р. Созь и в Коровинском заливе, река размывает четвертичные отложения и верхнеюрские глины, врезаясь в известняки верхнего карбона. На участке г. Тверь – д. Горохово юрские глины также практически отсутствуют в ложе водохранилища. На остальной площади они есть, однако, по данным тритиевого анализа, местами размыты с образованием так называемых «окон» (у д. Некрасовка, в западной части г. Конаково, у д. Плоски). Мощность юрских глин составляет 2–15 м.

### Анализ результатов режимных наблюдений

Напорные воды по своему составу относятся преимущественно к гидрокарбонатно-кальциево-магниевому типу, с минерализацией до 1 г/дм<sup>3</sup>, местами в воде отмечается повышенное содержание железа до 4,6 мг/л при ПДК 0,3 мг/дм<sup>3</sup> (табл. 1).

**Таблица 1.** Химический состав вод (мг/дм<sup>3</sup>) разного генезиса прибрежной зоны Ивановского водохранилища (летняя межень 2001–2004 гг., средние величины)

Параметры	Номер участка			Водохранилище	Индекс водовмещающих пород		
	I	III	VI		C <sub>3</sub> kl-as	C <sub>3</sub> ksm	fgQII dn-ms
	родники				напорные воды	грунтовые воды	
pH	7,24	7,46	7,57	7,78	7,34	7,31	7,87
Cl <sup>-</sup>	47	51	197	7	1,3	2	6,3
SO <sub>4</sub> <sup>2+</sup>	3	8	–	11	4,5	9	16
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	293	329	195	140	323	403	171
Mg <sup>2+</sup>	27,6	34,2	31	12	23	32,4	12,6
Ca <sup>2+</sup>	68	132	130	36	72	76	38
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1,9	125,8	4,3	0,4	0,58	0,31	0,71
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,27	0,72	0,29	0,9	0,98	1,02	0,89
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,12	0,08	0,42	0,15	0,36	0,08	0,03
Mz	456	705	–	207	425	524	246
ПО	1,49	2,64	1,63	10	5,4	3,27	5,3
Цветность	3	10	30	60	32	25	18

*Примечание:* Mz – общая минерализация; ПО – перманганатная окисляемость, мгО/дм<sup>3</sup>; цветность – градусы по платиново-кобальтовой шкале; прочерк – нет данных.



**Таблица 2.** Динамика ионов  $\text{HCO}_3^-$  (числитель) и  $\text{Ca}^{2+}$  (знаменатель)  
в летнюю и зимнюю межень в плесах Ивановского водохранилища (мг/дм<sup>3</sup>)

Год	Месяц	Волжский плес – створ Плоски	Иваньковский плес – створ Дубна	Шошинский плес – створ Безбородово
1994	февраль	<u>207</u> 56	<u>220</u> 58	<u>336</u> 82
	август	<u>113</u> 34	<u>134</u> 44	<u>134</u> 42
1997	январь	<u>201</u> 52	<u>189</u> 44	<u>302</u> 69
	февраль	<u>183</u> 44	<u>207</u> 46	<u>348</u> 78
	июль	<u>157</u> 40	<u>146</u> 38	<u>201</u> 54*

Примечание: \* р. Дойбица, подпор.

Воды карбона отличаются по своему составу от поверхностных и грунтовых: у них более высокие минерализация, содержание ионов  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ , более низкие содержания нитратного азота и растворенных органических веществ. В силу более простого химического определения условимся, что в качестве индикаторов разгрузки напорных вод верхнего карбона будем рассматривать ионы  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{HCO}_3^-$ .

В зимний период от декабря к марту по мере сработки уровня концентрации выбранных индикаторов постепенно возрастают (табл. 2).

Зимой концентрации  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{Ca}^{2+}$  в Шошинском плесе выше, чем в основном русле Волги в 1,5–1,7 раза. Такая разница может быть обусловлена геологическим строением Шошинской низины, образовавшейся на месте слияния нескольких древних речных долин [11]. Древние переуглубленные долины, размывшие юрские глины, создают условия для тесной взаимосвязи водноледниковых отложений с известняками верхнего карбона [10]. На разрезе 3–3 видно, что водоносный горизонт  $\text{C}_3\text{ksm}$  прорезан «карманами», выполненными глинистыми песками баткелловейских отложений.

В течение последних двадцати лет авторы вели наблюдения за уровнем и гидрохимическим режимом скважин на детальном участке Плоски (см. рис. 1). Наблюдались скважины 3018 и 3020 на грунтовые воды, расположенные в 59 и 400 м соответственно от уреза Ивановского водохранилища, и напорные скважины А и НИС в 3 и 400 м от уреза соответственно (рис. 5). Напорные скважины вскрывают клязьминско-ассельский водоносный горизонт, напор скважины А установился на отметке 126,5 м, статический уровень скважины НИС имеет отметку 127 м.

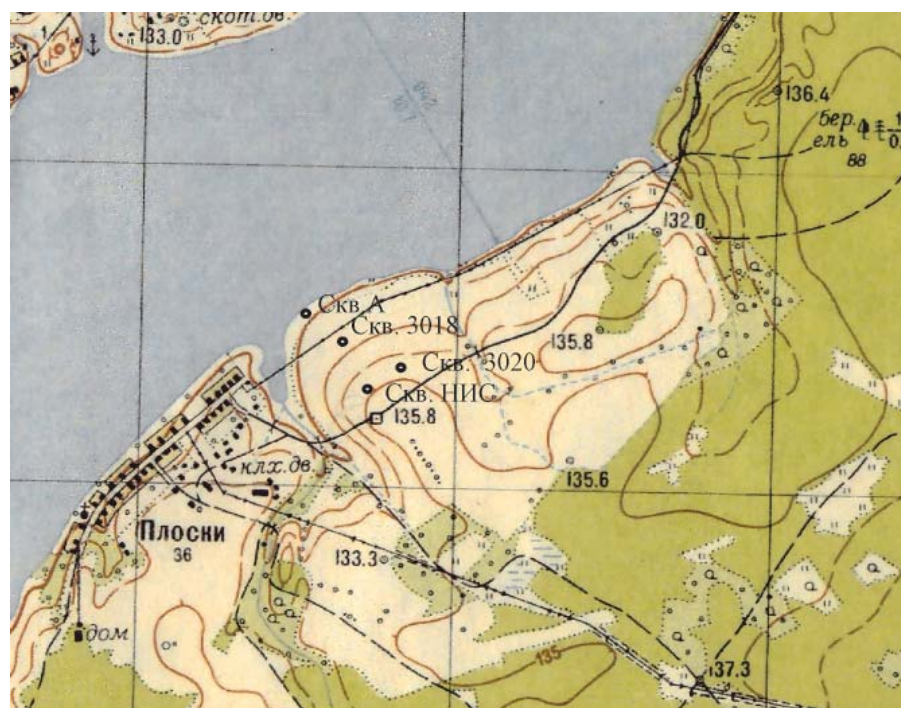


Рис. 5. Расположение скважин на детальном участке Плоски.

На рис. 6 изображен ход уровней воды в скважинах и водохранилище в течение 2003 и 2004 гг. По ходу кривых уровней хорошо видно, что напорные воды постоянно питают водохранилище, подтверждая положение Мятиева–Гиринского о том, что к долинам рек, как правило, приурочена разгрузка напорных вод [12]. Уровненный режим грунтовых вод зависит от водности предыдущих лет, например, 2002 г. был засушливым, в следующем многоводном 2003 г. уровни в скважине 3020 стояли на отметках 123–124 м, а в 2004 г. уровни возросли до 132–134 м.

Наблюдения за сработкой статического напора в скважине НИС показали, что в пределах года режим клязьминско-ассельского водоносного горизонта в зоне вне влияния водохранилища стабилен, годовая амплитуда колебания уровня составляет 20–30 см. В то же время в скважине А, где в разрезе отсутствуют юрские глины (см. рис. 3), амплитуда колебания уровня в экстремально маловодные годы достигает 3 м.

Химический состав вод Волги на участке Плоски наблюдался круглогодично с частотой раз в 7 дней; пробы отбирали по русловой вертикали: поверхность – 3 м – придонный слой (рис. 7).

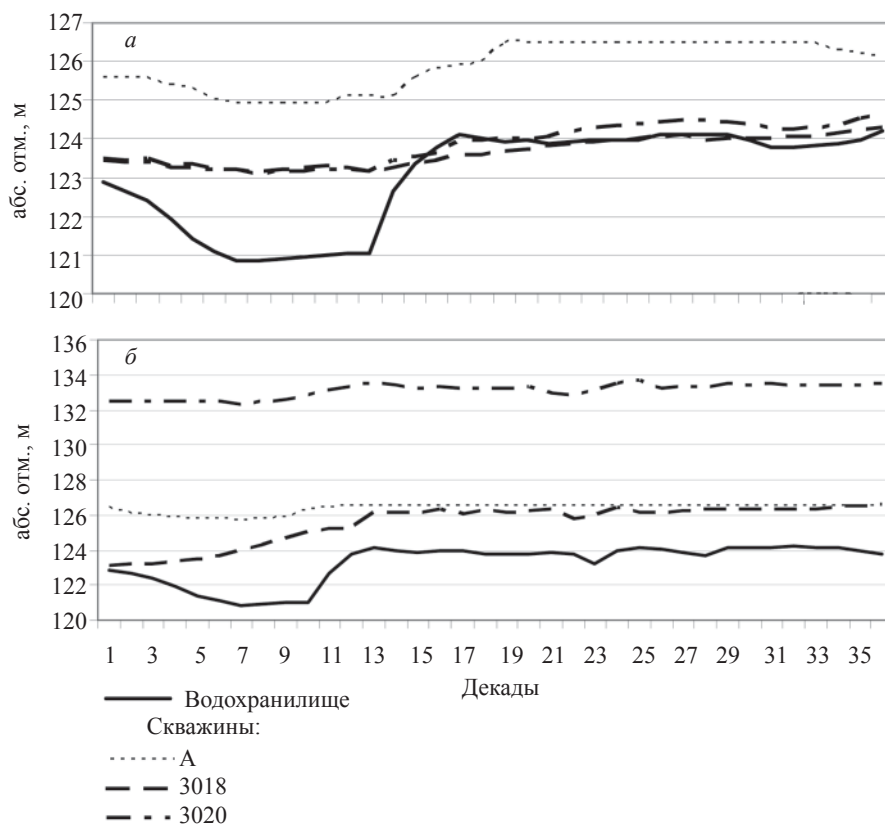


Рис. 6. Ход уровней воды в скважинах и водохранилище:  
а – 2003 г.; б – 2004 г.

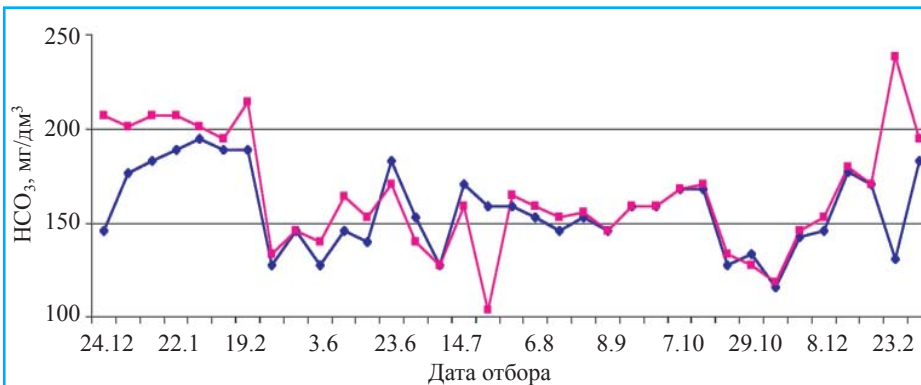


Рис. 7. Годовой ход кривых концентраций  $\text{HCO}_3^-$ , русло, створ Плоски, 1997 г.  
(красная линия – придонный слой, синяя – на глубине 3 м).

В зимний период в придонном слое содержание гидрокарбонатов выше, чем в безледоставный период; с апреля по декабрь содержания по русловой вертикали практически одинаковы. Видимо, в летний период происходит интенсивное перемешивание водных масс (коэффициент водообмена Ивановского водохранилища составляет 10,5), кроме того, летом, когда НПУ 124,0 м поддерживается искусственно, разгрузка напорных вод меньше, чем зимой.

### Расчет разгрузки напорных вод

Сначала используем приближенный метод определения доли артезианского стока по «формуле смешения» вод с различной минерализацией [13] по формуле

$$Q_1 = 8,64 \cdot 10^4 \cdot Q_{\text{вдхр}} (C_{\text{вдхр}} - C_{\text{пол}}) / (C_{\text{арт}} - C_{\text{пол}}), \quad (1)$$

где  $Q_1$  – приток напорных подземных вод, м<sup>3</sup>/сут;  
 $Q_{\text{вдхр}}$  – расход водохранилища в выходном створе, м<sup>3</sup>/с;  
 $C_{\text{вдхр}}$  – концентрация иона  $\text{HCO}_3^-$  в межень, мг/л;  
 $C_{\text{пол}}$  – концентрация в половодье;  
 $C_{\text{арт}}$  – концентрация иона в артезианских водах.

Результаты расчетов приведены в табл. 3.

В среднем годовой приток напорного питания водохранилища составит 5,58 %. Теперь для расчетов используем формулу Дарси [10]

$$Q_2 = T \cdot (\Delta H / \Delta L) \cdot B, \quad (2)$$

где  $Q_2$  – приток напорных подземных вод, м<sup>3</sup>/сут;  
 $T$  – водопроводимость известняков верхнего карбона, м<sup>2</sup>/сут;  
 $B$  – длина расчетного участка разгрузки, м;  
 $\Delta H$  – превышение пьезометрического напора над НПУ водохранилища, м;  
 $\Delta L$  – показатель несовершенства вреза водохранилища, м.

Для получения характеристик по водопроводимости водоносных горизонтов были использованы данные выполненной Геологическим управле-

**Таблица 3.** Доля подземного питания (в % к расходу) в зимнюю и летнюю межень по плесам водохранилища

Плес	Зима	Лето	Объем плеса*	За год
Волжский	65	5	41	8,4
Иваньковский	6	0	42	0,5
Шошинский	87	7	17	11,3

Примечание: \* объем плеса в % от общего объема водохранилища [8].

нием центральных районов (ГУЦР) разведки эксплуатационных запасов подземных вод г. Конаково, а также опубликованные данные [4, 5, 10]. По этим данным водопроницаемость  $T$  водоносных горизонтов составляет: четвертичного (первого от поверхности) 100–450, среднее значение 200; четвертичного межморенного до 200; верхнекаменноугольного клязьминско-ассельского горизонта от 150 до 5400, в среднем 600–800; верхнекаменноугольного касимовского горизонта 1200. Сопротивление  $A_0$  юрских глин составляет  $2 \cdot 10^5$ , моренных суглинков  $1 \cdot 10^3$ , четвертичных отложений в гидрогеологических окнах  $3,5 \cdot 10^3$  сут. Показатель несовершенства вреза водохранилища  $\Delta L$  рассчитан по формуле [10]

$$\Delta L = \sqrt{(T \cdot A_0)} \cdot \operatorname{cth} \left( \frac{2b}{\sqrt{(T \cdot A_0)}} \right), \quad (3)$$

где  $T$  – водопроницаемость напорного горизонта на выделенном участке, м<sup>2</sup>/сут;  
 $A_0$  – показатель фильтрационного сопротивления ложа, сут;  
 $b$  – средняя ширина водохранилища на участке от уреза до уреза, м.

Анализируя данные по геологическому строению Ивановского водохранилища, с учетом проведенных в последнее время гидрогеологических работ, можно разделить его на шесть районов: (I) верховья водохранилища от г. Твери до д. Горохово; (II) от д. Горохово до с. Городня; (III) от с. Городня до д. Городище; (IV) от д. Городище до устья р. Созь; (V) от устья Сози до г. Дубны и (VI) Шошинский плес. Границы районов показаны на рис. 1.

В районе (I) р. Волга врезана в четвертичные ледниковые отложения мощностью около 25–30 м с коэффициентами фильтрации в диапазоне 0,1–0,8 м/сут. Напор касимовского водоносного горизонта имеет абсолютные отметки около 130 м,  $\Delta H$  составляет 6 м. В районах (II) и (III) водоупорные глины практически на всем протяжении подстилают водохранилище. Их мощность равна 6–17 м, коэффициент фильтрации составляет 0,0001–0,00001 м/сут; в местах, где мощность глин небольшая (6–8 м), можно ожидать значительный подток напорных вод. В районе (IV) на отдельных участках глины отсутствуют (д. Некрасовка, д. Плоски). На этих участках происходит более интенсивная разгрузка напорных вод, фактическая водопроницаемость водоносного горизонта верхнего карбона здесь достигает 5400 м<sup>2</sup>/сут. Пьезометрические уровни напорных вод устанавливаются на отметке около 125,5–129,0 м. В районе (V) статический напор артезианских вод устанавливается ниже НПУ (124 м) и только зимой, когда уровень водохранилища снижается до отметки 120 м, разгрузка напорных вод происходит в днище бывшего русла р. Волги. Район (VI) – Шошинский плес. Статический уровень напорных вод устанавливается на отметках 128–129 м,

**Таблица 4.** Приток напорных вод в днище водохранилища и их гидродинамические характеристики

Участок	Период, месяцы	В, м	$\Delta H$ , м	$\Delta L$ , м	Т, м <sup>2</sup> /сут	Q, 10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	
						За период	За год
I	IV–XI	15 000	5,5	700	1200	34,7	60,6
	XII–III		6	500	1200	25,9	
II	IV–XI	28 000	4	900	1300	39,6	76,0
	XII–III		5	600	1300	36,4	
III	IV–XI	25 000	4	8000	1300	4,0	7,3
	XII–III		5	6000	1300	3,3	
IV	IV–XI	34 000	3	2600	5400	51,9	113,9
	XII–III		4,5	1600	5400	62,0	
V	IV–XI	40 000	1,3	10000	600	0,8	1,4
	XII–III		1,8	8000	600	0,6	
VI	IV–XI	45 000	3	8000	500	2,1	4,1
	XII–III		4,5	6000	500	2,0	
<b>Всего, приток</b>							<b>263,3</b>

левый берег долины пологий, мощность аллювиальных отложений 10–12 м, озерно-аллювиальных 10 м, правый берег высокий, в ложе через толщу водноледниковых отложений перетекают воды касимовского водоносного горизонта.

В табл. 4 приведены использованные для расчетов гидродинамические показатели напорных водоносных горизонтов верхнего карбона и полученные результаты, представленные отдельно по летне-осеннему и зимнему периодам. Общая величина притока напорных вод  $Q_n$ , рассчитанная по формуле (2), составляет  $263,3 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>/год.

По данным [14], в период 1948–1998 гг. в составе среднемноголетнего водного баланса водохранилища приход в год средней водности по статье «поверхностный приток» равен  $9600 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>/год. Расчеты по формуле (1) дают цифру напорного питания  $532,9 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>/год или 5,58 % от среднемноголетнего притока; результаты по (2) составляют 2,7 %, т. е. порядок величин сопоставим. Предыдущие расчеты авторов [6] не учитывали перетока через литологические «окна» и переуглубленные долины, величины водопроводимости водоносных горизонтов карбона брались средние по литературным данным. Поскольку в основу метода расчетов по формуле смешения положены упрощения, способствующие получению приближенных значений (13), авторы считают более реальными результаты по формуле (2), где использовали массив фактических гидрогеологических данных.

### Расчет разгрузки грунтовых вод

Кроме напорных вод, разгрузка которых происходит в днище, в питании водохранилища принимают участие грунтовые воды, разгружающиеся в борта, и родники, приток которых ранее никем не подсчитывался.

Грунтовый сток  $Q_{\Gamma}$  через берега водохранилища подсчитывали по формуле Дарси для безнапорных вод

$$Q_{\Gamma} = k \cdot h \cdot I \cdot B, \quad (3a)$$

где  $k$  – коэффициент фильтрации четвертичных отложений, слагающих берега, м/сут;

$h$  – мощность обводненных отложений, м;

$I$  – уклон потока грунтовых вод;

$B$  – длина береговой линии.

Согласно Н.П. Ахметьевой [6], грунтовый сток для всего водохранилища оценивается величиной  $462,5 \cdot 10^5$  м<sup>3</sup>/год.

В подземном питании Верхней Волги (до г. Дубны) следует учитывать палеодолины – древние погребенные долины, в которых скапливаются подземные воды дренируемых рекой водоносных горизонтов. Определить вклад каждого горизонта затруднительно, но поскольку транзит идет в конечном итоге через аллювий, отнесем этот интегральный поток к грунтовым водам.

Согласно [9, 10, 15], глубина вреза палеодолин 40–100 м (см. рис. 1). Они образовались в доледниковое время, сложены преимущественно песчаными отложениями. После отступления ледника в четвертичный период гидрографическая сеть российского севера и северо-запада претерпела большие изменения. Долина Волги и ее основные притоки в современном виде были сформированы именно в этот период. Самыми древними террасами Волги являются среднечетвертичные высотой около 20 м, сложенные преимущественно песчаными отложениями, залегающими на известняках карбона (в пределах г. Твери и выше города) или на четвертичных моренных суглинках (ниже г. Твери).

Мощность древнеаллювиальных отложений достигает 20–30 м. Сверху они перекрыты песчано-суглинистыми ледниковыми отложениями среднечетвертичного и позднечетвертичного возраста. Перекрывающие отложения нередко представлены флювиогляциальными песками с гравием и галькой или моренными суглинками. Значительное количество осадков территории, равнинный или слабо всхолмленный рельеф способствуют образованию подземного стока и скоплению воды в древних аллювиальных долинах. Имеющиеся гидрогеологические данные позволяют оценить приток в водохранилище из погребенных долин в местах, где они установлены,

только ориентировочно. Например, севернее Шошинского плеса протекала палеорека в широтном направлении. По данным бурения известно, что эта долина имела мощность аллювиальных отложений 20–30 м, ширину около 50–70 м, состав отложений преимущественно песчаный с коэффициентами фильтрации около 1 м/сут, уклон долины примем равным 0,07 (типичный уклон для равнинных рек северо-запада Европейской части России). Расчеты по формуле (4) показывают, что приток воды из палеодолины  $Q_{\text{п}}$  в Иваньковское водохранилище со стороны Шошинского плеса составит

$$Q_{\text{п}} = k \cdot m \cdot B \cdot i = 1 \cdot 20 \cdot 70 \cdot 0,07 = 98 \text{ м}^3/\text{сут}, \text{ или } 35\,770 \text{ м}^3/\text{год}, \quad (4)$$

где  $k$  – коэффициент фильтрации, м/сут;

$m$  – мощность аллювия, м;

$B$  – ширина потока, м;

$i$  – уклон долины.

Другая палеодолина Волги проходит также в широтном направлении южнее затопленного г. Корчева. В связи с отсутствием данных по мощности и составу аллювиальных отложений условимся, что она аналогична долине, вскрытой у Шошинского плеса, и тогда минимальный суммарный приток подземных вод в чашу водохранилища за счет двух палеодолин равен  $7,15 \cdot 10^4 \text{ м}^3/\text{год}$ .

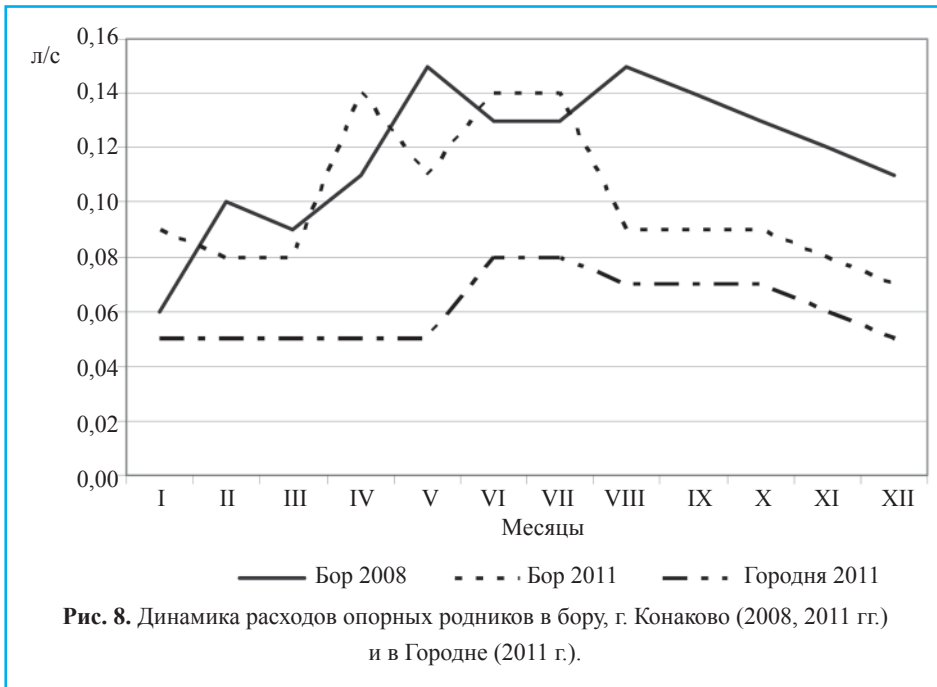
Всего грунтовый сток за счет притока в берега и через палеодолины составит  $463,2 \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{год}$ .

### Оценка родникового стока

Родниковый сток в долине Волги от Твери до Дубны приурочен к основанию второй и третьей цокольных террас, к границе аллювиальных песчаных отложений с ниже залегающими плотными суглинками. Вторая терраса с абсолютными отметками поверхности около 125 м широко распространена только в верхней части водохранилища. В низовьях она подтоплена либо полностью затоплена; всего по периметру водохранилища выявлено порядка 15 родников и пластовых выходов. Режимные наблюдения проводили на опорных родниках с частотой 1 раз в декаду, на остальных – в сезон.

Родники дренируют воды аллювиальных, флювиогляциальных, моренных и межморенных водоносных горизонтов. Дебиты родников небольшие, в диапазоне 0,01–0,7 л/с, суммарный дебит отдельных рассредоточенных выходов составляет 10–15 л/с. Родники не перемерзают; по условиям выхода встречаются эрозионные и контактовые, по типу почти все нисходящие. Проведенное нами площадное опробование всех родников прибрежной части Иваньковского водохранилища с замером *in situ* редокс-потенциала  $Eh$





и определением на масс-спектрометре стронция Sr (главного маркера вод верхнего карбона в регионе) позволило выделить две группы: I – родники атмосферного питания; II – родники смешанного питания, т. е. подпитываемые в той или иной мере напорными водами. Подпитывание происходит в импульсном режиме, на что указывают колебания  $Eh$  в диапазоне от (–123) до 190 мВ, тогда как амплитуда колебаний редокс-потенциала напорных вод из скважины А при среднем  $Eh$  (–110 мВ) составляет не более 30 мВ. Содержание Sr в родниках I группы составляет 0,07–0,08; II группы 0,1–0,37 мг/л.

Рассмотрим основные особенности режима двух опорных родников: в бору (I группа) и с. Городня (II группа). На рис. 8 показаны построенные по среднемесячным данным графики колебаний их дебитов.

Режим родников I группы тесно связан с количеством выпадающих осадков: экстремумы родникового стока и атмосферных выпадений находятся в одной фазе. Минимум наблюдается в ноябре–феврале, максимумы приурочены к апрелю–маю (половодье) и к сентябрю–октябрю (осенние паводки). В зависимости от метеорологических условий года экстремумы могут смещаться на 1,5–2,0 месяца. В родниках группы II внутригодовая изменчивость слабая, кривые дебитов имеют сглаженный вид и один максимум, связанный с половодьем, который постепенно снижается, отдельные части кривой представляют собой плато. Расходы этих родников более постоянны, отношение максимального расхода к минимальному за год наблю-

дений порядка 1,3–2,2. Максимум родникового стока наблюдается спустя 1,5–2,0 месяца после прохождения пика половодья.

Для расчетов измеренные расходы по каждому роднику осредняли, пересчитывали на год и затем суммировали. Проводимые с 1995 г. режимные наблюдения позволили оценить родниковый сток в водохранилище  $Q_p$  величиной  $0,13 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>/год.

### Выводы

Годовое подземное питание Ивановского водохранилища  $Q_{\text{подз}}$  складывается из следующих частей:  $Q_{\text{подз}} = Q_n + Q_g + Q_p$ , где  $Q_n$  – напорная;  $Q_g$  – грунтовая;  $Q_p$  – родниковая части и составляет

$$Q_{\text{подз}} = 2633 \cdot 10^5 + 463,2 \cdot 10^5 + 1,3 \cdot 10^5 = 3097,5 \cdot 10^5 \text{ м}^3.$$

Представленные выше расчеты показывают, что подземное питание водохранилища происходит в основном за счет напорных вод верхнего карбона (85 % подземного притока).

Несмотря на относительную приближенность исходных данных, использование разных способов расчетов подтверждает, что имеет место поступление в ложе водохранилища артезианских вод и составляет около 2,7 % от среднесноголетнего расхода Волги на участке Тверь – Дубна. Грунтовое питание (вместе с родниковым стоком) составляет 0,5 %, а общее питание водохранилища за счет подземных вод 3,2 %. Полученные цифры хорошо коррелируют с данными [8], по которым невязка годового баланса Ивановского водохранилища, куда входит подземный приток, составляет 4,79 % в многоводную фазу и 1,05 % в экстремально маловодные годы.

Установленная генетическая структура подземного притока в Ивановское водохранилище важна для разработки методов управления качеством его вод, определения приоритетных водоохраных мероприятий в регионе, а в дальнейшем при оценке влияния подземного стока на чувствительную биоту водохранилища – ее состав, распространение и особенности развития.

Авторы статьи благодарят профессора МГУ С.П. Позднякова за сделанные замечания и помощь в проведении аналитических расчетов по притоку напорных вод верхнего карбона в водохранилище.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гавеман А.В. Московское море. Калинин: Кн. изд-во, 1955. 140 с.
2. Балашов Л.С. Роль артезианских вод в питании крупных рек на примере р. Амударья // Тр. III Всесоюз. гидролог. съезда. 1959. Т. IX. С. 146–154.

3. Красинцева В.В., Кузьмина Н.П., Сенявин М.М. Формирование минерального состава речных вод. М.: Наука, 1977. 176 с.
4. Лебедева Н.А. Естественные ресурсы подземных вод Московского артезианского бассейна. М.: Наука, 1972. 147 с.
5. Гидрогеология СССР. Т. 1. М.: Недра, 1966. 424 с.
6. Ахметьева Н.П., Лола М.В., Горецкая А.Г. Загрязнение грунтовых вод удобрениями. М.: Наука, 1991. 100 с.
7. Ворошилов Ю.И. К оценке взаимосвязи поверхностных и подземных вод // Тр. IV Всесоюз. гидролог. съезда. Л.: Гидрометеиздат, 1976. Т. 8. С. 286–287.
8. Ивановское водохранилище. Современное состояние и проблемы охраны. М.: Наука, 2000. 344 с.
9. Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Госгеолтехиздат, 1966. 412 с.
10. Ковалевский В.С. Комбинированное использование ресурсов поверхностных и подземных вод. М.: Научный мир, 2001. 332 с.
11. Тверская область. Энциклопедический справочник. Тверь: Тверское обл. книжно-журн. изд-во, 1994. 328 с.
12. Попов О.В. Подземное питание рек. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 290 с.
13. Михайлов Л.Е. Гидрогеология. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 262 с.
14. Григорьева И.Л. Особенности водного и уровня режимов Ивановского и Угличского водохранилищ // VII конф. «Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей». М.: РУДН, 2009. С. 19–25.
15. Маевский В.И. Дочетвертичный рельеф Калининской области // Ученые записки. Т. 68. Калинин: КГУ, 1969. С. 161–170.

**Сведения об авторах:**

Ахметьева Нина Петровна, к. г.-м. н., старший научный сотрудник, Институт водных проблем Российской академии наук, 119333, Москва, ул. Губкина, д. 3; e-mail: nakhmeteva@rambler.ru

Лапина Елена Егоровна, к. г.-м. н., старший научный сотрудник, Институт водных проблем Российской академии наук, 119333, Москва, ул. Губкина, д. 3; e-mail: shtriter\_elen@rambler.ru