

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД АЗОВО-КУБАНСКОГО И ВОСТОЧНО-ПРЕДКАВКАЗСКОГО АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

© 2012 г. Л. Г. Соколовский, В. А. Поляков, Н. С. Маркиданова

Всероссийский научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии  
142452 пос. Зеленый Ногинского р-на Московской обл.

Поступила в редакцию 01.02.2011 г.

По результатам изучения изотопного состава подземных вод неоген-четвертичных и мезозойских отложений в Азово-Кубанском и Восточно-Предкавказском артезианских бассейнах установлено достаточно широкое распространение в плиоценовых отложениях “реликтовых” подземных вод, образовавшихся в результате таяния ледников Кавказа в позднем плейстоцене, а также подземных вод, образовавшихся в результате их смешения с метеогенными водами последующих голоценовых инфильтрационных циклов. В нижнемиоценовых отложениях выявлены площади, где происходит смешение метеогенных вод с седиментационными, а в мезозойских отложениях проявляются площади, где в седиментационные воды языками внедряются метеогенные воды плейстоценовых и голоценовых периодов инфильтрации.

*Ключевые слова:* артезианский бассейн, подземные воды, изотопный состав, дейтерий, кислород-18, тритий, время водообмена.

Азово-Кубанский и Восточно-Предкавказский артезианские бассейны занимают большую часть Скифской плиты и разделены Ставропольским сводовым поднятием. На юге их территория ограничена предгорьями Кавказа, на севере и северо-востоке – системой региональных разломов, отделяющих их от гидрогеологических структур Русской платформы; на западе и востоке – акваториями Азовского и Каспийского морей. Строение бассейнов определяют породы от архейских до четвертичных включительно. Породы архейского и протерозойского возраста образуют их фундамент. Мощность осадочного чехла Азово-Кубанского артезианского бассейна изменяется от 150 м в его северной части до 7000–8000 м на юге; в Восточно-Предкавказском артезианском бассейне она достигает 5000 м. На периферии бассейна на больших площадях отсутствуют четвертичные отложения.

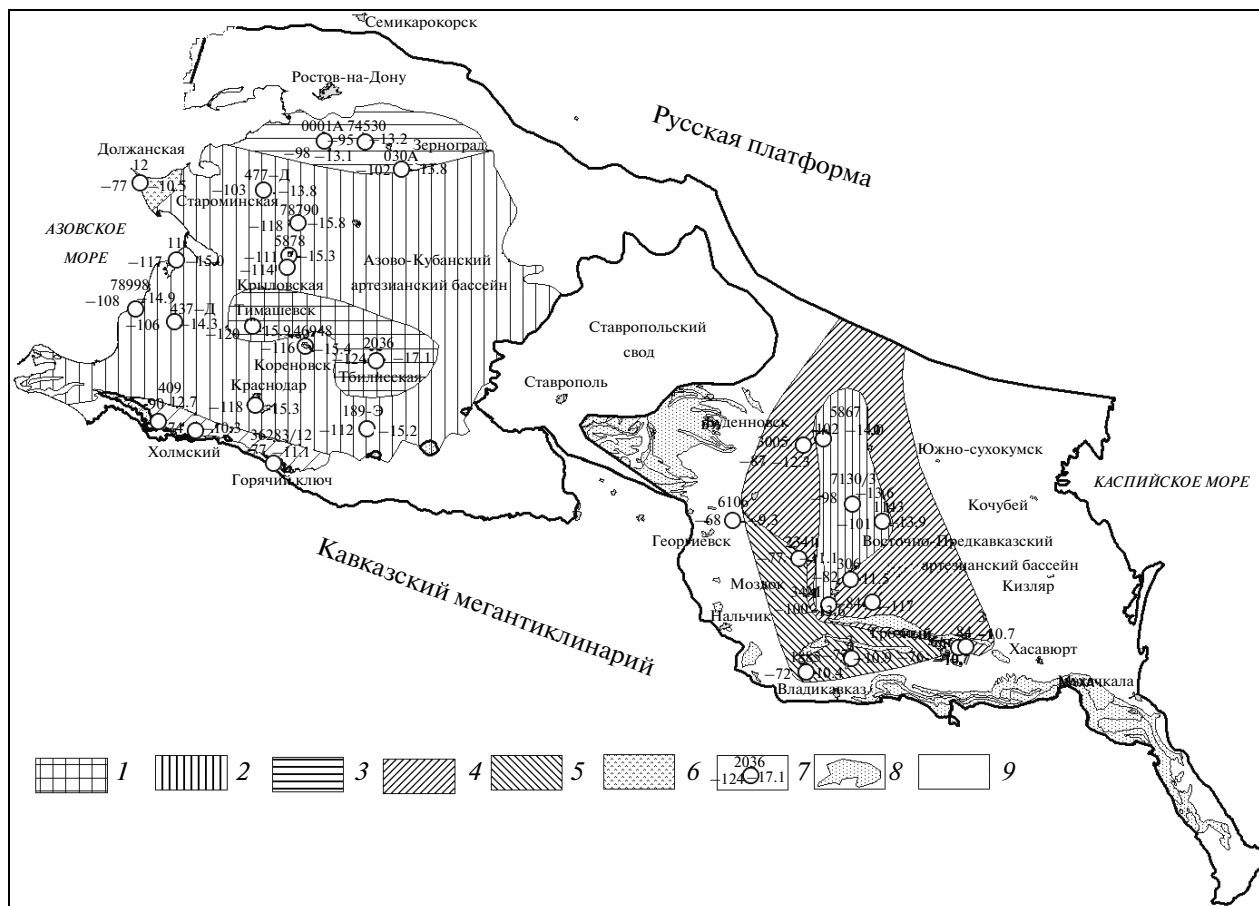
Своеобразие гидрохимической зональности неогеновых и мезозойских отложений в большой степени определяется наличием локально водоносных водоупорных толщ – эоплейстоценовой ( $Q_{\text{Еар}}$ , до 30–50 м) и олигоцен-миоценовой ( $\&_3-N_1$ , 100–1550 м) [7–9]. Помимо этого, выделяются местные водоупоры, занимающие крупные территории. В их числе – мэотис-понтический ( $N_1^2m-N_2^1p$ , 100–300 м) в центральной части Азово-Кубанского артезианского бассейна, сармат-мэотический ( $N_{1s}-N_1^2m$ , 115–170 м) в Индоло-Кубанском прогибе, понт-киммерийский ( $N_2^1p-N_2^2k$ ,

115–300 м) и киммерий-четвертичный ( $N_2^2k-Q$ , 200–400 м).

На больших площадях в северной части Азово-Кубанского и Восточно-Предкавказского артезианских бассейнов пресные подземные воды с минерализацией  $<1$  г/л отсутствуют. Вместе с этим в южной части обоих бассейнов мощность зоны пресных вод достигает 800 м.

В 1985–1986 гг. в ВСЕГИНГЕО проводилось изучение изотопного состава водорода и кислорода подземных вод юрских и меловых отложений Восточно-Предкавказского артезианского бассейна, а также подземных вод, распространенных ниже регионального водоупора ( $\&_3-N_1$ ) на нескольких нефтяных месторождениях и разведочных площадях на территории Азово-Кубанского артезианского бассейна. Всего приведено девять анализов.

В 2005–2007 гг. детальные изотопно-гидрогеохимические исследования проведены в Азово-Кубанском артезианском бассейне. Объектом изучения были подземные воды неогеновых, четвертичных, в значительно меньшей степени – палеогеновых и меловых отложений, поверхностные воды и атмосферные осадки. Были проведены определения дейтерия (D) и кислорода-18 ( $^{18}O$ ), трития (T) и в весьма ограниченном объеме – изотопы углерода ( $^{13}C$  и  $^{14}C$ ). Всего проведено определений: D и  $^{18}O$  – 161; T – 151;  $^{13}C$  и  $^{14}C$  – 5 [1, 3, 8, 9].



Скорость водообмена по тритию верхнемиоценового водоносного комплекса, лет: >1000 (Т < 1 ТЕ) 1, от 1000 до 500 (Т от 1 до 4 ТЕ) 2, от 500 до 300 (Т от 4 до 6 ТЕ) 3, от 300 до 100 (Т от 6 до 9 ТЕ) 4, от 100 до 10 (Т от 9 до 12 ТЕ) 5, от 10 до 0 (>12 ТЕ) 6; 7 – опорные водопункты: сверху – номер скважины, слева – величина дейтрия, справа – величина кислорода-18, ‰; 8 – участки распространения более древних пород; 9 – сведения об изотопном составе подземных вод отсутствуют.

В 2006–2009 гг. на территории Восточно-Предкавказского артезианского бассейна был определен изотопный состав водорода (Т, D) и кислорода ( $^{18}\text{O}$ ) подземных вод неогеновых и четвертичных отложений. Проведено 118 определений D и  $^{18}\text{O}$  и 85 определений T [8].

В дополнение к этому использованы результаты ранее проведенных изотопных исследований ВСЕГИНГЕО на Кавказе и его предгорьях в зонах предполагаемого наиболее активного питания изученных водоносных горизонтов [2].

Обобщение этих материалов позволило определить вертикальную зональность изотопного состава подземных вод в изученной части геологического разреза достаточно большого числа опорных участков, а также горизонтальную зональность по площади нескольких водоносных горизонтов, содержащих подземные воды питьевого назначения (рисунок). Оценено время водообмена, условий аккумуляции и последующих преобразований при эволюции гидрогеологической структуры ин-

фильтрационных вод неогеновой толщи, а также седиментационных и древнеинфильтрационных подземных вод, распространенных ниже регионального водоупора – глин майкопской серии ( $\delta_3\text{-N}_1$ ) или непосредственно над ним.

По опыту изотопно-гидрогеохимических исследований, проведенных ранее в Азово-Кубанском и Восточно-Предкавказском артезианских бассейнах, сделана попытка увязать время водообмена в миоцен-четвертичных отложениях, оцененное по тритию, с условиями формирования подземных вод, которые соответствуют основным его этапам. Для этих горизонтов оценка проводилась с использованием экспоненциальной модели [10] (табл. 1).

По имеющимся материалам проявляется четкая связь между относительно продолжительным радиоуглеродным возрастом подземных вод и низкими величинами  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ . На основании этого можно предположить, что при величине  $\delta\text{D} < -100\text{‰}$ – $-95\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} < -13\text{‰}$  время водообме-

**Таблица 1.** Оценка условий формирования подземных вод миоценовых отложений Азово-Кубанского и Восточно-Предкавказского артезианских бассейнов по их изотопному составу

Время водообмена и условия формирования подземных вод	Концентрация Т, ТЕ	Среднее время водообмена по Т, лет	Изотопный состав подземных вод		$\Delta t, ^\circ\text{C}$
			$\delta\text{D}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	
Талые воды ледников позднего плейстоцена (>20 тыс. лет)	<1	>1000	<-120	<-15.9	-7...-5
Начальная стадия смешения подземных вод, накопившихся в позднем плейстоцене (>20–15 тыс. лет), с подземными водами более поздней аккумуляции	<1	>1000	-120...-100	-15.9...-14.5	-5...-3
Активное смешение подземных вод более поздней аккумуляции с подземными водами, накопившимися в позднем плейстоцене или в раннем голоцене	1–4	1000–500	-100...-90	-14.5...-13	-1.3
Завершающееся смешение подземных вод более поздней аккумуляции с подземными водами, накопившимися в позднем плейстоцене – раннем голоцене или накопление подземных вод в малый ледниковый период	4–6	500–300	-90...-80	-12...-11	-0.8
Предшествующие столетия. Накопление подземных вод в периоды временного похолодания	6–9	300–100	-80...-75	-11...-10	-0.5
Накопление подземных вод преимущественно в холодные сезоны года в наше время	9–12	100–10	-75...-70	-10...-9.5	0
Накопление подземных вод в наши дни, равномерно по сезонам года, при неглубоком залегании и испарение из зоны аэрации	12–14	10–0	-70...-65	-9.5...-8	0

**Таблица 2.** Изотопный состав подземных вод зоны замедленного и затрудненного водообмена

Время и условия формирования подземных вод	Концентрация Т, ТЕ	Время водообмена по Т, лет	Изотопный состав подземных вод	
			$\delta\text{D}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$
Частичное смешение седиментационных подземных вод морского бассейна нормальной солености с подземными водами последующих инфильтрационных циклов	<1	>1000	-38	-4.5
Длительное смешение седиментационных вод с подземными водами последующих инфильтрационных циклов	<1	>1000	-75...-70	-9.8...-9.3

на в горизонтах, содержащих подземные воды с таким изотопным составом, превышает 10 тыс. лет.

В случае, когда присутствие Т не устанавливается с помощью анализа (время водообмена по Т > 1000 лет) по  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  можно выделить седиментационные подземные воды или охарактеризовать процессы, которым они были подвержены во времени (табл. 2).

Нельзя не отметить, что в некоторых случаях в подземных водах, относящихся к седиментационным или древним инфильтрационным, в значимых количествах присутствует Т. В частности, такое явление было установлено в западной части Московского артезианского бассейна и объясне-

но просачиванием более “молодых” вод в медленно движущиеся (“старые”) подземные воды [1].

Из табл. 3–5 видно, что на изученных водозаборах и опорных участках по мере возрастания интервалов опробования наблюдается плавное уменьшение величин  $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , концентраций Т, хотя в некоторых случаях аномально низкие содержания дейтерия и кислорода-18 установлены и в подземных водах верхней части неогеновой толщи.

Табл. 3 отражает соответствие среднегодовых величин  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в атмосферных осадках этого региона, р. Темерник и источников, приуроченных к сарматским известнякам, которые питают реку.

Таблица 3. Изотопная зональность природных вод на территории г. Ростова-на-Дону

Положение в гидросфере	Место отбора пробы	Возраст водовмещающих пород	Минерализация, г/л	Глубина распространения или интервал опробования	$\delta D$	$\delta^{18}O$	T, TE	Время водообмена по T и $^{14}C$ , лет
					‰			
Атмосферные осадки	г. Ростов-на-Дону снег у зоопарка		0.11	На поверхности Земли	-109	-15.2	14 ± 3	Современные
	жилой массив “Западный” начало майского ливня		0.24	То же	-56	-8.3	Не определено	»
	окончание майского ливня		0.02	»	-64	-9.3	Не определено	»
Поверхностные воды	р. Темерник, 3 км севернее г. Ростова-на-Дону		349	»	-68	-9.5	14 ± 2	»
	р. Дон, левый берег, зона отдыха		0.81	С поверхности	-82	-10.1	15 ± 2	»
Подземные воды	Долина р. Темерник							
	источник у санатория “Ростовский”	N <sub>1s</sub>	1.62	~10	-68	-9.2	13 ± 2	0–10
	источник Сурб-Хач	N <sub>1s</sub>	2.57	~30	-77	-10.4	11 ± 2	10–100
	Предприятие “Аква-Дон”							
	скв. 1	N <sub>1s</sub>	1.29	85	-87	-12.2	4 ± 1	300–500
	скв. 2	N <sub>1kg-kn</sub>	5.88	160	-92	-12.9	<1	>1000
	ЗАО “Эмпилс”	N <sub>1s</sub>	3.49	70	-85	-11.7	6 ± 2	300–500
Санаторий “Ростовский”								
скв. 5Э (57732)	N <sub>1kg-kn</sub>	3.96	81.5	-108	-14.6	5 ± 2	25400 (по $^{14}C$ )	
скв. 2Э	K <sub>2</sub>	41.94	660	-46	-4.1	<1	>30000 (по $^{14}C$ )	

В пределах относительно небольшого участка проявляется различие минерализации и продолжительности водообмена, а вследствие этого и климата во время накопления подземных вод, распространенных на разных глубинах в сарматских карбонатных отложениях, при отсутствии активной гидравлической связи между ними.

Единственное определение  $^{14}C$  и  $^{13}C$  в подземных водах караган-конкских отложений показывает, что они накопились более 25 тыс. лет назад в позднем плейстоцене. В другом случае (на предприятии “Аква-Дон”) изотопный возраст подземных вод караган-конкских отложений превышает 10000 лет.

В связи с тем, что минерализованные хлоридные натриевые подземные воды верхнемеловых отложений практически не содержат карбонатов, не удалось оценить их изотопный возраст. Однако в соответствии с химическим и изотопным составом они могут быть отнесены к седиментационным.

Более детально вертикальная изотопная зональность подземных вод верхнеплиоцен-четвертичных отложений оценена на территории г. Краснодара (табл. 4).

По заметному различию минерализации  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  мало вероятно активная гидравлическая связь внутри водоносного горизонта киммерийских отложений, а также между киммерийским и залегающим на нем куяльницким водоносными горизонтами. По изотопно-гидрохимической характеристике ее отсутствие также прослеживается между водоносными горизонтами четвертичных и апшеронских отложений и подстилающей их неогеновой толщей. При этом основные зоны питания четвертичного водоносного комплекса, по видимому, удалены от долины Кубани на десятки километров.

Отсутствие активного восходяще-нисходящего движения подземных вод в границах наиболее полно изученных водозаборов подтверждается данными, приведенными в табл. 5.

Табл. 5 показывает, что по изотопному составу и минерализации подземных вод и в разрезе наиболее полно изученных опорных участков Восточно-Предкавказского артезианского бассейна (города Кизляр, Махачкала, Избербаш, Зеленокумск) не проявляются следы заметной гидравлической связи между разными водоносными комплексами. Видно заметное различие времени водообмена и

**Таблица 4.** Изотопный состав и время водообмена подземных вод Ново-Западного водозабора г. Краснодара

Номер скважины	Возраст водо-вмещающих пород	Глубина установки фильтра/глубина скважины, м	Минерализация, г/л	Температура, °С	δD	δ <sup>18</sup> O	T, TE	Время водообмена, лет
					‰			
12231/106	Q	$\frac{87/6-93/0}{95}$	0.77	15.5	-79	-11.3	7 ± 2	100–200
4369/281	Q	$\frac{53-09}{70}$	0.74	14.0	-77	-11.0	7 ± 2	100–200
4660/279	Q <sub>Еар</sub>	$\frac{120-208}{230}$	0.45	18.0	-117	-15.6	<1	>1000
3110/611	Q <sub>Еар</sub>	$\frac{117-215}{237}$	0.45	14.2	-117	-15.1	<1	>1000
58200/385	N <sub>2</sub> <sup>3a</sup>	$\frac{288-333}{340}$	0.62	21.0	-118	-15.4	2 ± 1	500–1000
36201/298	N <sub>2</sub> <sup>3a</sup>	$\frac{415-477}{481}$	0.68	23.3	-117	-15.3	<1	>1000
58199/376	N <sub>2</sub> <sup>3kl</sup>	$\frac{538-677}{682}$	0.73	26.0	-117	-15.3	1 ± 1	>1000
36013/284	N <sub>2</sub> <sup>2k</sup>	$\frac{654-720}{720}$	0.54	28.8	-111	-14.8	2 ± 1	>1000
58237/383	N <sub>2</sub> <sup>2k</sup>	$\frac{677-738}{738}$	0.60	22.5	-118	-15.8	<1	>1000
Р. Кубань ниже г. Краснодара								
На поверхности			0.25		-74	-8.8	Не определено	

условий формирования подземных вод в разных водоносных горизонтах.

Особенность изотопной зональности неогеновой толщи Азово-Кубанского артезианского бассейна – наличие подземных вод, характеризующихся аномально низкими значениями δD (<-120‰) и δ<sup>18</sup>O (<-16‰), которые распространены на большой территории в разных водоносных горизонтах преимущественно на глубине от 150 до 240, реже до 475 м. Из данных, приведенных в табл. 5 (Кореновск, Тихорецк), можно сделать вывод, что скопления таких вод распространены в виде линз, контактирующих с подземными водами, отличающихся изотопным составом, сформировавшихся в существенно отличных условиях. Их минерализация изменяется в интервале от 0.44 до 0.71 г/л (табл. 6).

Во всех направлениях от территории распространения изотопно-легких подземных вод плиоценовых отложений (в том числе и в предгорьях Кавказа – города Абинск, Горячий Ключ, ст. Холмская) величины δD и δ<sup>18</sup>O заметно возрастают (табл. 5). Это иллюстрирует рисунок. Характерно, что в Предгорьях Кавказа до глубины 400 м величины δD и δ<sup>18</sup>O в подземных водах близки к таковым в современных атмосферных осадках. Ниже величины δD и δ<sup>18</sup>O уменьшаются, что мо-

жет быть объяснено накоплением этих вод в климатических условиях, существенно отличных от современных.

Непосредственно у границы территории распространения изотопно-легких подземных вод плиоценовых отложений ранее Ю.Б. Селецкий [5, 6] отмечал присутствие подобных подземных вод на значительно больших глубинах: >1150 (Северо-Расшеватская площадь, K<sub>1</sub>-N<sub>1</sub>) и >3000 м (Лабинское месторождение, K<sub>1</sub>). Величины δD и δ<sup>18</sup>O соответственно составляют -129 и -16.9, -95 и -13.8‰. На сопредельных нефтяных месторождениях и разведочных площадях на близких глубинах величины δD и δ<sup>18</sup>O значительно выше (-35...-62 и +1.7...+1.8‰). Это соответствует изотопному составу седиментационных подземных вод, находящихся в зоне высоких температур, в том числе и подвергшихся разбавлению древнеинфильтрационными водами.

Происхождение изотопно-легких подземных вод подмайкопских и нижнемиоценовых отложений объяснялось их древней инфильтрацией или современным формированием на высоких абсолютных отметках [5]. При этом многолетнее изучение высотных градиентов изменения величин δD и δ<sup>18</sup>O атмосферных осадков Кавказа показывает, что столь низкие значения δD и δ<sup>18</sup>O, кото-

**Таблица 5.** Изотопный состав подземных вод и время водообмена на опорных Азово-Кубанского и Восточно-Предкавказского артезианского бассейна

Номер скважины	Возраст водовмещающих пород	Интервал опробования или глубина скважины	Минерализация, г/л	Температура, °С	δD	δ <sup>18</sup> O	T, TE	Время водообмена, лет
					‰			
Ст. Динская								
374-д	Q <sub>Еар</sub>	180	0.66	17	-114	-15.3	<1	>1000
77807 (8)	N <sub>2</sub> <sup>2</sup> kl	350	0.51	19	-111	-14.8	<1	>1000
53/7	N <sub>2</sub> <sup>2</sup> k	616	0.66	27	-111	-14.9	<1	>1000
г. Кореновск								
46446	Q <sub>Еар</sub>	151–196	0.44	16.5	-124	-16.4	<1	>1000
46948	N <sub>2</sub> <sup>3</sup> a	183–300	0.42	18.5	-116	-15.4	<1	>1000
78790	N <sub>2</sub> <sup>2</sup> k	480–540	0.61	25.5	-118	-15.8	<1	>1000
г. Тихорецк								
6728	N <sub>2</sub> <sup>1</sup> p	175–219	1.42		-103	-13.8	6 ± 1	100–200
5950	N <sub>2</sub> <sup>1</sup> p	240	0.65	17.5	-116	-15.2	<1	>1000
5943	N <sub>2</sub> <sup>1</sup> p	360	0.59	24.5	-125	-15.8	<1	>1000
г. Абинск								
17	Q	110	0.64	14.0	-76	-10.7	8 ± 1	100–200
17 <sup>А</sup>	Q <sub>Еар</sub>	220	0.52	14.0	-91	-12.3	9 ± 1	10–100
б/н, Фонтан	N <sub>2</sub> <sup>2</sup> k	650	0.55	21.5	-94	-13	7 ± 1	100–200
Ст. Холмская								
4	N <sub>2</sub> <sup>2</sup> kl	180	0.48	14.5	-74	-10.3	5 ± 1	200–300
б/н, Фонтан	N <sub>2</sub> <sup>2</sup> k	250	0.58		-90	-12.6	6 ± 1	100–200
1	N <sub>2</sub> <sup>2</sup> k	277	0.59	15.0	-114	-15.3	<1	>1000
г. Горячий Ключ								
36283/12	N <sub>2</sub> <sup>2</sup> k	136–166	0.59	16.0	-77	-11.1	10 ± 2	10–100
78631	N <sub>2</sub> <sup>2</sup> k	162–195	0.69	16.5	-79	-11.0	12 ± 2	0–10
104-Р	& <sub>3</sub> gk	430–470	1.69		-96	-13.7	8 ± 1	100–200
58 (2D)	& <sub>2</sub> gk	81–601	5.49		-106	-14.5	1 ± 1	>1000
г. Хадыженск								
730-Бис	K <sub>1</sub>	500–550	12.44		-28	+0.7	1 ± 1	>1000
ст. Абадзехская								
0123	K <sub>1</sub>	1240	5.83	38.5	-93	-13.0	9 ± 2	10–100

рые установлены в подземных водах плиоценовых, нижнемиоценовых и подмайкопских отложений, в современных климатических условиях должны сформироваться на высотах 3.5–4.0 тыс. м. Однако такие высоты на хребтах, сопредельных с Азово-Кубанским артезианским бассейном, отсутствуют.

Оценить историю формирования вод с более легким изотопным составом по сравнению с современными атмосферными осадками позволяет определение радиоуглеродного возраста подземных вод, которое в ограниченном объеме проведено в границах Азово-Кубанского артезианского бассейна и вблизи них (табл. 7).

По неполным сведениям, характеризующим разные участки Азово-Кубанского артезианского

бассейна, условия весьма замедленного водообмена проявляются уже глубже 80 м. На севере бассейна на территории г. Ростова-на-Дону в нарушенных гидрогеологических условиях время водообмена оценено в 25400 лет всего в 30–40 км от предполагаемой зоны питания, т.е. скорость движения составляет 1.2–1.6 м/год. По-видимому, также очень медленно движутся подземные воды в предполагаемой палеодолине Дона у северо-восточной части Азово-Кубанского артезианского бассейна, вблизи г. Семикарокорска (хут. Каньгин). Поэтому можно считать, что активный переток подземных вод из сопредельного Ергенинского бассейна здесь отсутствует.

**Таблица 6.** Аномально низкие величины  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в подземных водах плиоценовых и эоплейстоценовых отложений Азово-Кубанского артезианского бассейна

Местоположение	Номер скважины	Возраст водовмещающих пород	Глубина установки фильтра/глубина скважины, м	Минерализация, г/л	Температура, °С	$\delta D$	$\delta^{18}O$	T, TE	Время водообмена, лет
						‰			
г. Кореновск	46946	Q <sub>Еар</sub>	$\frac{156-196}{205}$	0.44		-124	-16.4	<1	>1000
г. Кропоткин	78781	N <sub>1</sub> <sup>2</sup> m-N <sub>2</sub> <sup>1</sup> p	$\frac{116-225}{225}$	0.71	18.4	-133	-17.8	<1	>1000
ст. Хоперская	5630	N <sub>2</sub> <sup>1</sup> p	$\frac{152-204}{206}$	0.58	16.2	-123	-17.1	1 ± 1	>1000
ст. Тбилисская	2036	N <sub>2</sub> k	$\frac{280-456}{475}$	0.53	19.6	-124	-17.1	1 ± 1	>1000
г. Гулькевичи	72957	N <sub>2</sub> <sup>1</sup> p	$\frac{189-410}{410}$	0.59	20.3	-130	-17.7	<1	>1000
г. Тихорецк	5943	N <sub>2</sub> <sup>1</sup> p	$\frac{314-357}{360}$	0.58	21.5	-125	-16.2	<1	>1000
г. Тимашевск	6051	N <sub>2</sub> <sup>2</sup> a	$\frac{170-251}{260}$	0.59	21.1	-120	-15.9	1 ± 1	>1000

**Таблица 7.** Радиоуглеродный “возраст” подземных вод на опорных участках Азово-Кубанского артезианского бассейна

Местоположение	Номер скважины	Возраст водовмещающих пород	Глубина интервала опробования/глубина скважины	Минерализация, г/л	Исправленный возраст, лет	$\delta D$	$\delta^{18}O$
						‰	
Хутор Каньгин, 10 км севернее г. Семикаракорск	б/н	C <sub>3</sub> -&(?)	$\frac{\approx 100}{\approx 120}$	1.39	30000	-116	-15.2
г. Ростов-на-Дону, санаторий “Ростовский”	57	N <sub>1</sub> kr-kn	$\frac{67.0-80.0}{81.5}$	3.97	25400	-108	-14.6
г. Тихорецк	3943	N <sub>2</sub> <sup>1</sup> p	$\frac{314-357}{360}$	0.59	24300	-125	-16.2
г. Кореновск	78790	N <sub>2</sub> <sup>2</sup> k	$\frac{480-540}{606}$	0.61	28800	-118	-15.7
ст. Гривенская	437-Д	N <sub>2</sub> <sup>2</sup> k	$\frac{332-347}{352}$	1.02	34700	-106	-14.3

У западной границы Азово-Кубанского артезианского бассейна, в конце Бердянской косы, в 15 км от современной береговой линии Азовского моря, в кувальничских отложениях (N<sub>2</sub><sup>2</sup>kl) скважиной вскрыты подземные воды, радиоуглеродный возраст которых определен в 14000 лет. При минерализации 2.5 г/л величины  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  равны соответственно -98 и -12.7‰ [4].

На юге Азово-Кубанского артезианского бассейна в направлении Тихорецк–Кореновск–Гривенская радиоуглеродный возраст подземных вод плиоценовых отложений возрастает. Максимальное его значение установлено вблизи предполага-

емой зоны разгрузки этого комплекса (ст. Гривенская).

Можно допустить, что, за исключением предгорий Кавказа, на большей части территории Азово-Кубанского и Восточно-Предкавказского артезианских бассейнов основной объем подземных вод, распространенных на глубине >100–150 м ниже регионального эоплейстоценового водоупора или районных водоупоров в верхней части плиоценовых отложений, накопился преимущественно в плейстоцене – раннем голоцене, а затем происходило смешение этих вод с подземными водами более поздней аккумуляции в местах отно-

**Таблица 8.** Динамика изменения климата на территории Азово-Кубанского артезианского бассейна

Характеристика	Радиоуглеродный возраст подземных вод, тыс. лет				
	34.7	30.0	28.8	24.3	17.8
$\delta D, ‰$	-106.0	-116.0	-118.0	-125.0	-137.0
$\delta^{18}O, ‰$	-14.3	-15.2	-15.7	-16.5	-17.8
$\Delta t D, ^\circ C$	0	-2.0	-2.4	-3.8	-6.0
$\Delta t^{18}O, ^\circ C$	0	-2.0	-2.3	-3.7	-6.0

сительно неглубокого залегания водоносных горизонтов или отсутствия мощных выдержанных местных водоупоров.

Подтверждением может быть приводимая схематическая карта скорости водообмена по Т верхнеплиоценового водоносного комплекса, который широко распространен в обоих артезианских бассейнах (рисунок). Видно, что современные метеогенные воды или процессы их смешения с подземными водами более ранней аккумуляции проявляются только на относительно небольших участках, линейно вытянутых в предгорьях Кавказа на глубинах до 180 м (ст. Холмская, города Горячий ключ, Беслан, Ардон).

На побережье Азовского моря, в ст. Должанской на глубине 96–113 м, по-видимому, произошла интрузия морских вод, что сопровождается заметным увеличением минерализации (до 1.5 г/л).

На севере Азово-Кубанского артезианского бассейна, в районе г. Зернограда и прилегающих к нему территорий на глубине 50–100 м предположительно происходит медленное проникновение метеогенных вод более поздних инфильтрационных циклов, в том числе в ограниченном объеме – современного.

Вместе с этим нельзя исключить и вероятность активного кратковременного проникновения больших объемов метеогенных вод в глубокие водоносные горизонты, содержащие седиментационные и древнеинфильтрационные подземные воды, и резко возрастающую их динамичность, что может определяться активизацией тектонических процессов в сочетании с благоприятными климатическими и метеорологическими условиями.

В соответствии с этим должен разрабатываться прогноз изменения гидродинамических и гидрохимических условий в границах бассейнов подземных вод разного порядка под влиянием различных вероятных вариантов эксплуатации под-

земных вод и использования геологического пространства.

По результатам изотопных исследований прослеживается плавное похолодание климата в позднем плейстоцене в период с 34.7 до 17.0 тыс. лет (примерное время климатического минимума валдайского оледенения) (табл. 8).

Величины  $\Delta t D$  и  $\Delta t^{18}O$  равны разнице среднегодовой температуры воздуха в сравнении с современной. Средние градиенты изменения величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  для долгопериодных климатических изменений приняты равными  $-5‰/1^\circ C$  ( $\delta D$ ) и  $-0.6‰/1^\circ C$  [ $^{18}O$ ].

Значения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  атмосферных осадков в период климатического минимума близки к изотопному составу самых «легких» подземных вод плиоценовых отложений, установленных на водозаборе г. Кропоткина ( $\delta D = -133$ ,  $\delta^{18}O = -17.8‰$ ).

## ВЫВОДЫ

Доказана высокая эффективность изотопно-гидрохимических исследований для оценки условий аккумуляции и последующих изменений подземных вод неоген-четвертичных отложений на территории Азово-Кубанского и Восточно-Предкавказского артезианских бассейнов.

Установлено, что на территории обоих бассейнов распространены изотопно-легкие подземные воды, формирование которых произошло в позднем плейстоцене в результате таяния ледников большого Кавказа.

Прослежено систематическое похолодание климата в позднем плейстоцене в период 34.7–17.0 тыс. лет назад.

На большей части артезианских бассейнов глубже 150–200 м в неоген-четвертичных отложениях распространены подземные воды, сформировавшиеся в плювиальную климатическую эпоху плейстоцена, которая впоследствии не повторялась, и поэтому естественные ресурсы в условиях современного климата не возобновляются.

По изотопным данным установлена относительно низкая скорость водообмена в четвертичных и плеоценовых отложениях до глубины 300–500 м в передовых хребтах Кавказа и его предгорьях, чем доказывается ограниченное питание вод этих отложений, а вследствие этого – величин их естественных ресурсов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Павлов А.В., Петрухин В.А., Онуфриев В.Г., Романов В.В. Микроэлементы, радиоуглерод и тритий в подземных водах северо-западной части Московского артезианского бассейна // Вод. ресурсы. 1978. № 6. С.73–80.



2. *Поляков В.А., Голубкова Е.В.* Оценка защищенности подземных вод по данным изотопно-гидрогеохимических исследований // Разведка и охрана недр. 2007. № 5. С. 48–52.
3. *Поляков В.А., Соколовский Л.Г.* Генезис и динамика минеральных вод Кавказа по результатам изотопно-геохимических исследований. М.: Геоинформарк, 2005. 65 с.
4. *Рябых В.А., Ткаченко А.Е.* О формировании пресных подземных вод в пределах акватории Азовского моря по изотопным данным // Изотопы в гидросфере. Тез. докл. 2-го Всесоюз. симпоз. М.: ВСЕГИНГЕО, 1985. С. 204–205.
5. *Селецкий Ю.Б.* О возможности исследования элементов динамики глубоких подземных вод по степени изотопного равновесия (на примере Азово-Кубанского артезианского бассейна) // Исследование гидрогеологических и инженерно-геологических объектов геофизическими и изотопными методами. Сб. науч. тр. М.: ВСЕГИНГЕО, 1988. С. 122–126.
6. *Селецкий Ю.Б., Исаев Н.В.* О гидродинамике глубоких пластовых вод Восточно-Предкавказского артезианского бассейна по изотопным данным // Тез. докл. 11-го Всесоюз. симпоз. по геохимии изотопов. М.: Ин-т геохимии и аналит. химии АН СССР, 1986. С. 313–314.
7. *Соколовский Л.Г.* Гидрогеологические исследования в нефтегазоносных бассейнах. Современная гидрогеология нефти и газа. Фундаментальные прикладные вопросы // Матер. Всерос. науч. конф., посвящ. 85-летию А.А. Карцева. М.: ГЕОС, 2010. С. 95–98.
8. *Соколовский Л.Г., Поляков В.А., Голубкова Е.В.* Изотопно-легкие подземные воды Азово-Кубанского артезианского бассейна: условия формирования и бальнеологическое значение // Разведка и охрана недр. 2007. № 5. С. 44–47.
9. *Соколовский Л.Г., Поляков В.А., Тимохин В.Г., Алибекова С.В.* Оценка условий формирования и защищенности от техногенного загрязнения подземных вод Восточно-Предкавказского артезианского бассейна // Разведка и охрана недр. 2010. № 7. С. 24–31.
10. *Ферронский В.И., Поляков В.А.* Изотопия гидросферы Земли. М.: Науч. мир, 2009. 632 с.