

ЛЕБЕДЕВСКИЕ ЧТЕНИЯ

*К столетию со дня рождения
Василия Вячеславовича Лебедева*

1230947



Ю. В. Николаев
(С.-Петербург)

Распределение и формирование ресурсов подземных вод Вологодской области

Территория Вологодской области в основном принадлежит северо-восточной части Московского артезианского бассейна, выделяемого в границах одноименной синеклизы Русской платформы. Восток области за структурным перегибом, образованным Онежским и Котельническим выступами кристаллического фундамента, захватывает юго-западную окраину Северо-Двинского артезианского бассейна.

Подземные воды названных гидрогеологических структур заключены в весьма неоднородных по литологии и проницаемости породах, во многом определяющих закономерности их гидродинамического режима и формирования химического состава. Наиболее значимые ресурсы подземных вод приурочены к верхнепротерозойским палеозойским отложениям, особенно в зоне Средне-Русского авлакогена — крупной грабенообразной структуры, пересекающей Вологодскую область по линии Данилов-Рослятино-Великий Устюг.

Сложнопостроенную систему пород осадочного чехла со значительной степенью условности можно разделить на водоносные водоносно-водоупорные комплексы (табл. 1). Самостоятельный водоупорный горизонт — нижнепермская гипс-ангидритовая толща выделен на востоке области. Западнее меридиана Данилов-Вологда эта толща фациально замещается карбонатными породами и входит в средне-каменноугольно-нижнепермский карбонатный водоносный комплекс.

Общая гидрогеохимическая структура рассматриваемого региона, интегральным показателем которой может служить минерализация подземных вод, выглядит следующим образом (табл. 2, рис. 1). В верхних горизонтах разреза до глубин 200-400 м идет слабое нарастание минерализации до 3-5 г/л. Ее увеличение свыше 1 г/л происходит в основном за счет сульфата кальция и (или) хлорида натрия. С глубиной темп роста минерализации увеличивается. На глубинах около 500 м минерализация воды достигает 30-40 г/л, состав становится сульфатно-хлоридным натриевым. С дальнейшим погружением до глубин 1800-2000 м минерализация подземных вод

**УКРУПНЕННАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ
ТЕРРИТОРИИ ВОЛОГОДСКОЙ ОБЛАСТИ**

Гидрогеологическое подразделение	Индекс	Мощность, м	Литология	Примечание
1	2	3	4	5
Четвертичный водоносно-водоупорный комплекс	Q	5-100, до 160	Прослой песков в глинистых породах	
Юрско-неогеновый терригенный водоносный комплекс	J-N	до 70	Пески	Ограниченное развитие на юго-востоке области
Триасово-юрский терригенный водоносно-водоупорный комплекс	T-J	100-200	Глина с прослоями песков	
Сухонско-северодвинский карбонатно-терригенный водоносно-водоупорный комплекс	P2sh-sd	до 100	Глина, алевролиты, прослой мергелей, известняков	
Нижнеустынский терригенный водоносный комплекс	P2nu	до 150	Алевролит, песчаник, прослой глин, огипсование	
Верхнеказанский карбонатный водоносный комплекс	P2kz2	40-60	Известняк, доломит, огипсование	
Нижнеказанский водоносно-водоупорный комплекс	P2kz1	20-40	Глина, мергели, известняк, огипсование	
Нижнепермский галогенный водоупорный комплекс	P1a-s	50-100	Гипс, ангидрит, на крайнем востоке области — прослой каменной соли	Развит в восточной части Вологодской области
Среднекаменноугольно-нижнепермский карбонатный водоносный комплекс	C2 — P1	400-600	Известняки, доломит, в верхней части огипсование	
Верейский карбонатно-терригенный водоносно-водоупорный комплекс	C2vr	10-40	Глина, мергель, прослой известняка, доломита	

Гидрогеологическое подразделение	Индекс	Мощность, м	Литология	Примечание
1	2	3	4	5
Нижнекаменноугольный карбонатный водоносный комплекс	C1	50-150	Известняк, доломит	
Верхнедевонско-нижнекаменноугольный карбонатно-терригенный водоносно-водоупорный комплекс	D3 — C1	350-750	Глина, прослойки песчаников, известняков,	
Арукюласко-швянтыйский терригенный водоносный комплекс	D2ar — D3sv	40-250	Песчаник, алевролит, прослойки глины,	
Ордовикско-девонский карбонатно-терригенный водоносно-водоупорный комплекс	O-D	50-650	Глина, прослойки песчаников, известняков	
Кембро-ордовикский терригенный водоносный комплекс	E-O	50-250	Песчаник, прослойки глины	
Вендско-кембрийский терригенный водоносно-водоупорный комплекс	V-E	250-1000	Глина, прослойки песчаника, алевролита	
Рифейский терригенный водоносно-водоупорный комплекс	R	до 1300		Развит только в авлакогенах
Кристаллический фундамент	AR-PR	—	Кристаллические метаморфогенные породы	

увеличивается сравнительно равномерно с градиентом 15-20 г/л на каждые 100 м. При таком градиенте подземные воды на указанных глубинах достигают концентрации крепких рассолов 260-300 г/л. В этом диапазоне концентрация подземных рассолов выдерживается на остальной части осадочного чехла независимо от литологии и глубины залегания пород. На глубинах, отвечающих равномерному увеличению минерализации, вода по составу становится хлоридной натриевой. С приближением к пределу минерализации усиливается роль кальция в катионном составе подземных вод, а по достижении глубин 2,8-3 тыс. м в прогибах и грабенах фундамента содержание кальций-иона становится доминирующим.

СХЕМА ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

№ зоны	Интервал глубин, м	Характеристика зоны						
		Класс воды по степени минерализации	Минерализация, г/л	Состав воды				Температура, °С
				по анионам	по катионам	специфические компоненты	растворенный газ	
1	0-300	пресная	до 1	гидрокарбонатный, сульфатный, сульфатно-гидрокарбонатно-сульфатный	кальциевый, натриевый; смешанный, редко магниевый	—	N ₂ , O ₂ , CO ₂ , локально H ₂ S	5-8
2	0-400	солончатая	1-4	сульфатный	кальциевый	—	—	5-10
			1-6		магниевый			
			1-10		натриевый и смешанный			
3	300-500	соленая	10-35	сульфатно-хлоридный	натриевый	—	N ₂ , CO ₂	8-12
4	500-1800	рассол	35-270	хлоридный	натриевый	Br	N ₂ *, CH ₄ (на глубине более 1000 м)	10-50
5	1800-2500	крепкий рассол	260-300	хлоридный	кальциево-натриевый	Br	N ₂ *, CH ₄	25-85
6	более 2500	крепкий рассол	260-300	хлоридный	кальциевый	Br	—	60-100

*Азот биогенный.

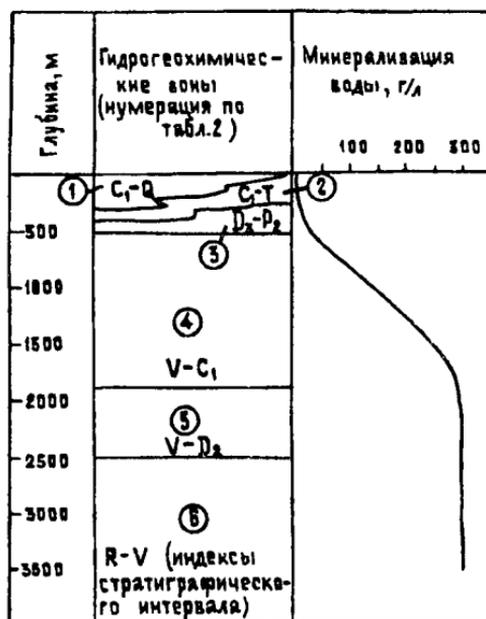


Рис. 1. Схема изменения с глубиной минерализации подземных вод.

На востоке области, где нижнепермской гипс-ангидритовой толще сопутствуют отложения каменной соли, плавный ход увеличения минерализации подземных вод с глубиной нарушается под влиянием растворения солей.

На фоне закономерного зонального изменения состава и минерализации подземных вод выделяются аномальные явления. Последние широко отмечаются в депрессиях современного рельефа в виде солончатых сульфатных и хлоридно-сульфатных вод в верхних горизонтах разреза. Природа таких аномалий объясняется восходящим током воды, вызванным разностью гидростатических напоров в депрессиях и на примыкающих к ним водоразделах. В поперечном разрезе эти аномалии образуют подобие куполов, смыкающихся с соответствующей гидрогеохимической зоной (рис. 2а). Другого рода гидрогеохимические аномалии возникают в зонах тектонических нарушений, наиболее проявляющихся в бортовых частях Средне-Русского авлакогена. Здесь мы имеем резкие перепады минерализации, хлоридный натриевый и кальциево-натриевый состав вод с повышенным содержанием брома, что в совокупности указывает на глубинный источник образования (рис. 2б).

Остановимся на краткой характеристике основных подземных вод, формирующих гидрогеохимическую структуру региона.

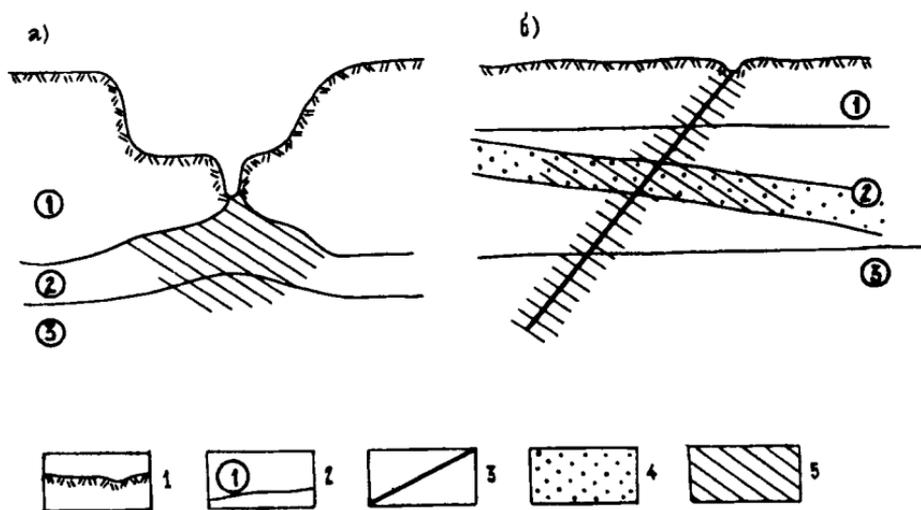


Рис. 2. Схемы гидрогеохимических аномалий.

1 — земная поверхность, 2 — границы и номера гидрогеохимических зон,
3 — тектонические нарушения, 4 — пласт повышенной проницаемости,
5 — гидрохимические аномалии

Гидрокарбонатные воды являются главной составляющей зоны активного водообмена, контролируемой орографическим планом местности и уровнями регионального дренирования пород. Их минерализация не превышает, как правило, 1 г/л. С увеличением минерализации преобладающими компонентами анионного состава становятся сульфат и хлор-ионы.

Основным источником поступления гидрокарбонат-иона являются карбонаты кальция и магния, широко распространенные в регионе как в качестве минералов, так и в виде цемента терригенных пород, примеси в песчано-глинистых отложениях и компонента почв. Регулятором растворения карбонатов является углекислота. Установление концентрации гидрокарбонат-иона колеблется в довольно широком интервале значений от 30 до 200 мг/л при величине растворимости карбоната кальция в воде, содержащей CO_2 в количестве равновесном его парциальному давлению в атмосферном воздухе, около 60 мг/л. Максимальные концентрации гидрокарбонат-иона отмечены в сероводородных водах (Молого-Судское междуречье), образованию которых сопутствует выделение углекислого

газа, сдвигающего карбонатное равновесие в сторону перехода в водный раствор HCO_3 , а также в содовых водах с низким содержанием кальция, который контролирует накопление в воде гидрокарбонат-иона.

На глубинах свыше 300 м содержание гидрокарбонат-иона неуклонно снижается. Практическое отсутствие HCO_3 устанавливается, главным образом, в кембро-ордовикском терригенном водоносном комплексе на глубинах 1900-2300 м одновременно с повышением содержания растворенных в воде углеводов. Обращает на себя внимание сравнительное увеличение содержания HCO_3 в наиболее глубоко залегающих слоях рифейского и вендско-нижнекембрийского комплексов в зоне Средне-Русского авлакогена, что наводит на мысль о связи этого явления с углекислым газом глубинного происхождения.

В Вологодской области развиты все три группы подземных вод гидрокарбонатного класса. Кальциевые воды имеют доминирующее положение в верхней гидрогеохимической зоне. Натриевые (содовые) воды связаны с терригенными толщами триаса и верхней перми, определяющими специфику их образования за счет десорбции натриевого резерва глинистых пород. Воды магниевой группы развиты спорадически — главным образом в известняково-доломитовых толщах карбона и перми.

Сульфатные воды с минерализацией, изменяющейся в зависимости от катионного состава от 1 до 12 г/л, залегают обычно под пресными гидрокарбонатными водами. В зоне неглубокого залегания сильно загипсованных пород верхнего карбона и перми, а также в долинах рек Шексны и Сухоны, во впадине Кубенского озера и ряде других депрессий сульфатные воды образуют верхний горизонт гидрогеохимического разреза. Распространение сульфатных вод контролируется интенсивностью водообмена и ограничивается глубиной 300-400 м.

Воды сульфатно-кальциевого состава с минерализацией до 4 г/л занимают основную часть сульфатной зоны. Их образование связано с выщелачиванием гипса и ангидрита, широко распространенных в породах от верхнедевонского до верхнепермского возраста.

Сульфатные воды магниевой группы не образуют обособленных гидрогеохимических полей и являются, в основном, продуктом эволюции сульфатных кальциевых вод в условиях их взаимодействия с доломитами. Минерализация сульфатных магниевых вод достигает 6 г/л.

Сульфатные натриевые воды встречены во всех водоносных и водоносно-водоупорных комплексах зоны активного водообмена за исключением юрско-неогенового и четвертичного. Их минерализа-

ция обычно выдерживается в интервале 8-12 г/л. Одним из источников поступления сульфата натрия в подземную воду является водорастворимый комплекс пород. В несодержащих гипса отложениях триаса, сухонской и северодвинской свит верхней перми, на долю сульфата натрия в водных вытяжках из пород приходится до 85% переводимых в раствор солей. Другим путем формирования слабоминерализованных вод сульфатно-натриевого состава может служить катионный обмен кальция воды на натрий поглощенного комплекса пород. Наиболее высокая емкость поглощения характерна для глинистых пород триаса. К образованию сульфатных натриевых вод может приводить также смешение щелочных вод, наиболее типичных для триасового комплекса, с сульфатными кальциевыми или магниевыми водами.

На фоне приведенных характеристик подземных вод сульфатной гидрогеохимической зоны резко выделяются высокоминерализованные (от 20 до 140 г/л) сульфатные натриевые воды, вскрытые скважинами в татарских и казанских отложениях близ г. Сокола и получивших название Кубено-Сухонской аномалии (15). Наиболее вероятным путем формирования таких вод представляется растворение солей, отлагавшихся в локальном континентальном бассейне верхнепермского времени.

Хлоридные воды насыщают основную часть разреза артезианских бассейнов. В наиболее погруженных частях фундамента толща пород, вмещающая хлоридные воды, превышает 90% мощности осадочного чехла. Преобладание хлор-иона в анионном составе подземных вод обнаруживается порой уже при минерализации, лишь немного превышающей 1 г/л, повсеместно же доминирующая роль хлора устанавливается по достижении водой минерализации 8-12 г/л. При минерализации свыше 70 г/л хлор-ион становится практически единственным компонентом анионного состава подземных вод. Нарастание содержания хлоридов с глубиной идет синхронно с ростом минерализации в соответствии с вышеохарактеризованной закономерностью. Стабильное содержание хлора на глубинах свыше 1800-2000 м колеблется около 180 г/л. Вне глубоких прогибов и грабенов воды хлоридного класса относятся к натриевой группе. До достижения водой минерализации порядка 80-100 г/л рост содержания ионов натрия идет параллельно с хлором, а далее начинает отставать, уступая место кальцию. Пробы воды, отобранные с глубин свыше 3000 м (п. Лежа, г. Любим), дали воду кальциевой группы с минерализацией 270-300 г/л.

Касаясь вопроса формирования подземных вод, следует сосредоточить внимание на нижнепермском периоде геологической истории региона, когда в артинское время соленость бассейна

осадконакопления, охватывавшего большую часть территории Вологодской области, достигает предела насыщения хлористым натрием (270-300 г/л). Наряду с садкой галита происходит гравитационное опускание рапы, которое в совокупности с диффузионным процессом приводит к насыщению рассолами всей нижележащей осадочной толщи.

Становление гидрогеохимической структуры рассматриваемой территории хорошо увязывается с идеей диффузионного рассоления водной фазы доверхнепермской толщи с выносом солей в зоне активного водообмена, глубина распространения которого (около 500 м) идентифицируется верхним перегибом кривой изменения минерализации подземных вод с глубиной (рис. 2). Граница же относительного постоянства минерализации подземных вод, прослеживаемая на глубине 1800-2000 м отражает степень рассоления водной фазы осадочного чехла за период геологической истории прошедшей с нижнепермского времени (17, 19, 20). Рассоление подземных вод глубоких горизонтов осадочного чехла по механизму молекулярной и конвективной диффузии остается важнейшим современным процессом эволюции гидрогеосферы. Руководящими процессами формирования химического состава подземных вод являются, кроме того, выщелачивание пород и солей воднорастворимого комплекса (главным образом в зоне активного водообмена), а также физико-химические преобразования: ионный обмен, окислительно-восстановительные реакции, микробиологические процессы, термолиз.

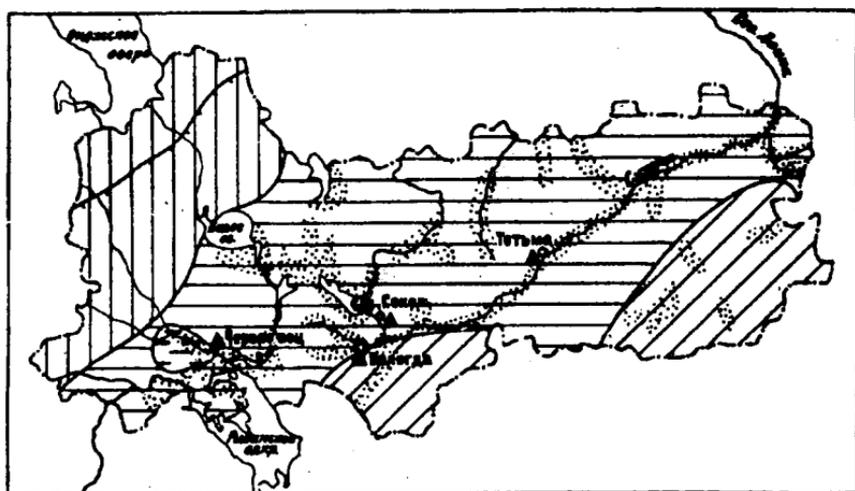
Определенные устойчивые сочетания основных компонентов химического состава подземных вод Вологодской области, высокие содержания отдельных микрокомпонентов, особенности газового состава дают разнообразный ряд минеральных вод лечебного и промышленного значения (рис. 3).

Из восьми бальнеологических групп, предусмотренных классификацией В. В. Иванова и Г. А. Невраева (1964 г.), на территории Вологодской области развиты минеральные воды трех групп:

- 1) лечебные без специфических компонентов и свойств,
- 2) сульфидные (сероводородные),
- 3) бромные.

В районе г. Грязовца в межморенных водоносных горизонтах четвертичного комплекса отмечены также проявления железистых вод.

Воды первой и второй групп — холодные азотные и углекислотно-азотные с температурой от 5 до 15°, а бромные воды могут иметь значительно более широкий диапазон температур 10-90° и более, азотный и метаново-азотный состав растворенных газов.



Масштаб 1: 5 000 000

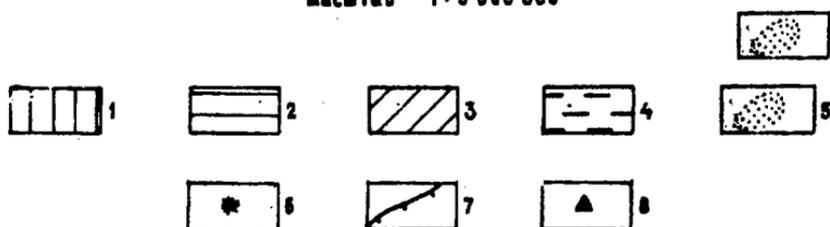


Рис. 3. Распределение питьевых минеральных вод по территории Вологодской области

- 1 — преимущественно хлоридные и сульфатно-хлоридные-натриевые; 2 — преимущественно сульфатные и хлоридно-сульфатные кальциевые и натриево-кальциевые; 3 — преимущественно сульфатные и хлоридно-сульфатные натриевые и кальциево-натриевые; 4 — сероводородные; 5 — гидрогеохимические аномалии; 6 — Кубенско-Сухонская аномалия; 7 — западная граница территории распространения бромных минеральных вод; 8 — разведанные месторождения минеральных вод с утвержденными запасами.

В рамках первой группы наибольшим разнообразием отличаются воды сульфатной ветви, происхождение которых связано с выщелачиванием сульфатонесущих пород. Ограниченные глубины залегания (до 300-400 м) определяют хорошую доступность их для использования. В соответствии с положением сульфатной гидрогеохимической зоны в разрезе региона, минеральные воды данной ветви встречаются во всех водоносных комплексах от нижнекаменноугольного на западе области до триасово-юрского на востоке. Накоплен-

ные гидрогеохимические данные указывают на высокую вероятность вскрытия минеральных сульфатных вод практически повсеместно. С наибольшей уверенностью можно говорить об этом для территории развития сильно огипсованных пород от верхнекаменноугольного до верхнепермского возраста.

Наиболее общим типом сульфатных минеральных вод является Краинский (ГОСТ 13273-88). Воды Кашинского и Московского типов, в катионном составе которых преобладает или содержится в высоких количествах ион магния, встречаются реже и характерны для гипсоносных карбонатных толщ, имеющих в своем составе доломиты. Воды хлоридно-сульфатных групп Феодосийского, Буйского, Угличского и других типов обычно сменяют вниз по разрезу чисто сульфатные воды или появляются в зонах тектонических нарушений, открывающих восходящую миграцию глубинных вод хлор-натриевого состава.

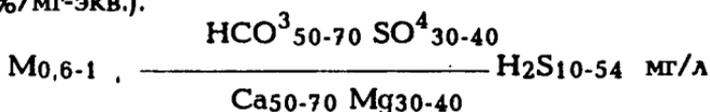
Помимо стандартизованных типов сульфатных и хлоридно-сульфатных вод широкое распространение имеют их разновидности отклоняющиеся по ряду показателей (минерализация, относительное содержания отдельных компонентов) от стандарта, но также представляющие интерес с позиций их бальнеологической оценки. Особое внимание следует привлечь к сульфатным натриевым водам умеренной минерализации (до 20-30 г/л), встреченным в районе Сокола, состав которых в ряде случаев приближается к таким феноменам, как вода курорта Франтишкови Лазне (Западная Чехия) и Баталинская (Россия). Не оценена бальнеологическая роль вскрытых здесь же на глубине до 200 м уникальных по составу сульфатных натриевых рассолов (15).

Практическое применение минеральных вод на территории Вологодской области невелико. Запасы этих вод разведаны, утверждены и частично используются в городах Тотьме, Соколе, Череповце и Вологде.

Минеральные питьевые воды хлоридной ветви приурочены в основном к сульфатно-хлоридной гидрогеохимической зоне с характерными пределами минерализации 10-35 г/л. Хлоридные воды более низкой минерализации, находящие наиболее широкое применение в качестве питьевых лечебно-столовых, встречаются в виде аномалий в верхних гидрогеохимических зонах. Образование таких аномалий, как было показано выше, связано с восходящей миграцией хлоридных вод. Таким образом, региональное проявление лечебных минеральных вод хлоридной ветви можно прогнозировать лишь для XIII группы (ГОСТ 1327-88) сульфатно-хлоридных натриевых вод с допустимым верхним пределом минерализации 18 г/л (Нижне-Ижский и Ново-Ижевский типы).

Практического применения питьевые минеральные воды хлоридной ветви в Вологодской области пока не находят.

В районах развития гипсоносных отложений каменноугольного и пермского возраста и прежде всего на обширных водораздельных пространствах Молого-Шекснинской низменности, перекрытых крупными массивами верховых болот, частым спутником подземных вод является сероводород. Обособленное поле подземных вод с содержанием сероводорода свыше 10 мг/л выделено в междуречье Мологи и Суды на площади около 2 тыс. км². По условиям образования Молого-Судское месторождение минеральных сероводородных вод является аналогом таких известных месторождений как Кемери, Бальдоне, Хилово, Великие Луки. Образование сероводорода на этих месторождениях связано со смешением сульфатных вод гипсоносных отложений с обогащенными органикой болотными водами и последующей сульфатредукцией, протекающей в анаэробных условиях под массивами болот. По мере образования сероводорода ионный состав воды изменяется в сторону увеличения относительного содержания гидрокарбонат-иона, уменьшения минерализации. Характерный состав сероводородных вод можно представить нижеприведенной формулой, составленной по пробам воды, отобранным с глубин от 10 до 50 м (минерализация в г/л, содержание ионов в %/мг-экв.).



Близость Молого-Судского месторождения к г. Череповцу и наличие хороших транспортных магистралей существенно повышает его практическое значение для использования в бальнеологических целях. Созданию курорта на базе сероводородных вод способствуют живописные ландшафты по долинам рек Суды, Колпи и их притоков.

К категории минеральных лечебных вод можно отнести и хлоридные рассолы 4-6 гидрогеохимических зон (табл. 1), содержащие бром в количестве свыше 25 мг/л.

Заслуживает внимания характер распределения брома в водной фазе осадочного чехла. В отличие от хлора увеличение его содержания с глубиной идет непрерывно, продолжаясь и за «критической» глубиной, ниже которой содержание хлор-иона сохраняется относительно постоянным. При таком росте содержание брома в наиболее глубоких частях осадочного чехла, вскрытых на смежной территории в пределах Средне-Русского авлакогена (города Данилов, Любим), достигает 2,4 г/л.

В качестве питьевых бромные воды могут использоваться лишь после соответствующего их разбавления. Предполагая разбавление

бромных вод до нормативной минерализации лечебной питьевой воды (10-15 г/л), можно дать прогноз содержания в ней брома с целью определения оптимальных глубин каптажных сооружений (рис. 4). Как видно из графика, разбавление не приводит к уменьшению содержания брома ниже установленной для минеральных вод нормы — 25 мг/л.

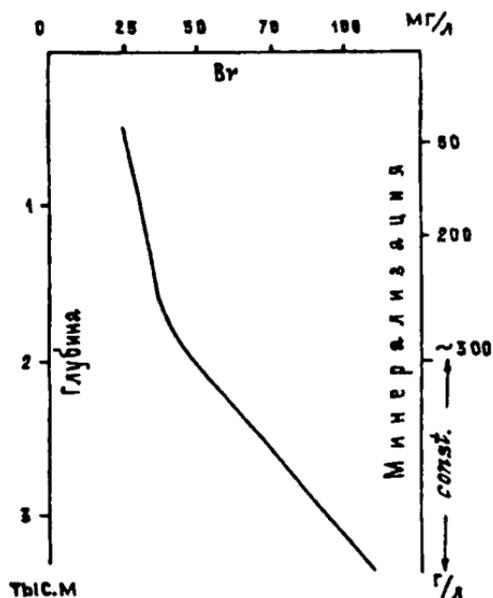


Рис. 4. Изменение с глубиной содержания брома в воде, разбавленной до минерализации 12 г/л.

Особого внимания заслуживают бромные воды в отношении их использования для ванн. Опыт применения в санаторной практике хлоридных рассолов с высоким содержанием брома позволяет высоко оценить бальнеологическую перспективность бромных вод Вологодской области.

Бромсодержащие рассолы 4-6 гидрогеохимических зон представляют интерес в отношении промышленной добычи брома и относятся к категории минеральных промышленных вод. Минимума промышленных концентраций брома подземные воды Вологодской области достигают с глубин порядка 800-1000 м.

Другие микрокомпоненты в подземных водах региона содержатся в концентрациях, не достигающих промышленных кондиций. В качестве попутных компонентов могут представлять интерес стронций и литий. Достигнутые и расчетные дебиты скважин при опробовании кембро-ордовикского водоносного комплекса на территории

Вологодской области и на южном ее обрамлении превышают региональный минимум производительности — $250 \text{ м}^3/\text{сут}$. Содержание брома в рассолах этого комплекса в зоне Средне-Русского авлакогена изменяется от 0,7 до 1,4 г/л.

Особое место в арсенале гидроминеральных ресурсов Вологодской области занимают пресные подземные воды, формирующие верхнюю гидрогеохимическую зону. Мощность зоны пресных вод на большей части территории области не превышает первой сотни метров. Такая обстановка особенно характерна для площади распространения под четвертичными отложениями гипсоносных пород от верхнего карбона до татарского яруса верхней перми. Здесь пресные воды прослеживаются на глубину не более 50-100 м и зачастую связаны только с неоднородными по водности четвертичными отложениями. К этой же территории, главным образом, приурочена наиболее густая сеть тектонических нарушений, с которыми связаны гидрогеохимические аномалии, поглощающие зону пресных вод.

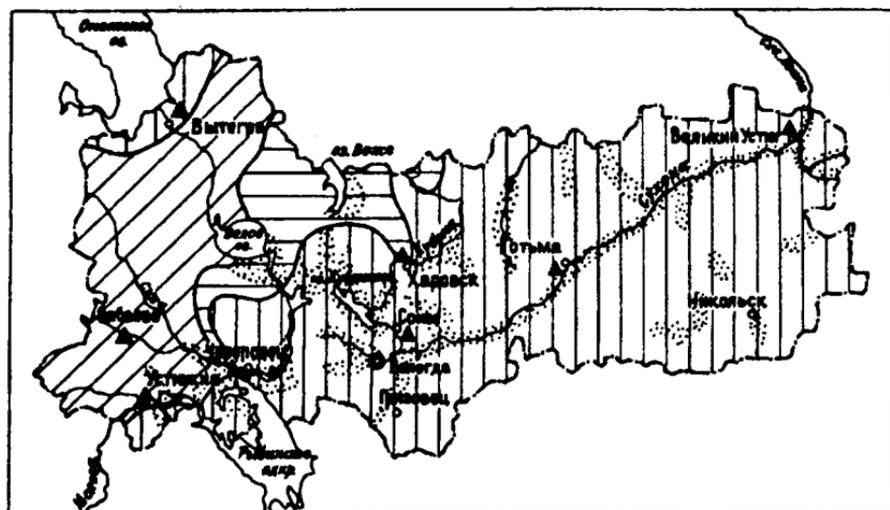
На площадях развития триасово-юрского водоносно-водоупорного комплекса на юге и юго-востоке области мощность зоны пресных вод возрастает до 150-200 м, однако в силу преобладания в разрезе комплекса неводоносных глинистых пород это не приводит к соответствующему увеличению ресурсов пресных подземных вод.

В наиболее благоприятных условиях по степени обеспеченности пресными подземными водами находится запад области на площади развития под четвертичными отложениями среднекаменноугольно-нижнепермского карбонатного водоносного комплекса. Активный водообмен в трещинно-карстовом коллекторе и отсутствие, или малое содержание воднорастворимых пород — гипсов и ангидритов в пределах среднекаменноугольной части разреза — приводят к увеличению мощности зоны пресных вод до 200-300 м.

Соответственно изменению мощности верхней гидрогеохимической зоны распределяются и ресурсы пресных подземных вод (рис. 5). Минимальный модуль эксплуатационных ресурсов ($0,5 - 1 \text{ л/с км}^2$) характеризует площадь распространения терригенных песчано-алевритоглинистых пород верхней перми, триаса и юры, а также полосу выхода на дочетвертичную поверхность глинистых верхнедевонских пород, обрамляющую южное побережье Онежского озера.

Максимальное сосредоточение ресурсов приходится на территорию Карбонового плато, в полосе выхода под четвертичные отложения трещиноватых и закарстованных известняков среднекаменноугольного возраста ($1-2 \text{ л/с км}^2$). Промежуточное положение занимает территория распространения на дочетвертичной поверхности загипсованных карбонатных пород верхнего карбона, нижней перми и казанского яруса верхней перми, где

модуль эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод оценивается в $0,5-1,0$ л/с км². Общее количество потенциальных эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод Вологодской области оценивается в $6,6$ млн. м³/сут.



Масштаб : 1 : 5 000 000

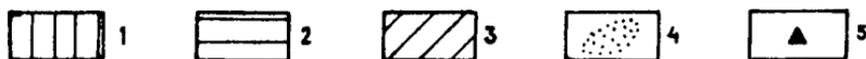


Рис. 5. Распределение ресурсов пресных подземных вод по территории Вологодской области..

1—3 — Модуль эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод, л/с .км² : 1 — от 0,1 до 0,5; 2 — от 0,5 до 1;

3 — от 1 до 2; 4 — площади отсутствия пресных вод в дочетвертичных отложениях; 5 — разведанные месторождения пресных подземных вод с утвержденными запасами.

Степень разведанности пресных подземных вод на территории области можно оценить как довольно низкую. Утвержденными запасами подземных вод в объемах от 7 до 26 тыс. м³/сут. (всего 91 тыс. м³/сут.) обеспечены на сегодня города Вытегра, Бабаево, Устюжна, Сокол, Харовск, Тотма и Великий Устюг. Из приведенного перечня только Великий Устюг снабжается подземными водами

четвертичного водоносного комплекса (аллювиальный водоносный горизонт), водоснабжение остальных базируется на подземных водах дочетвертичных отложений. Крупнейшие города области Вологда и Череповец расположены на территориях, слабо обеспеченных пресными подземными водами. В то же время много сельских населенных пунктов и агропромышленных хозяйств удовлетворяет свою водопотребность с помощью одиночных скважинных водозаборов. При этом в восточной части области наиболее часто каптируются пермские воды межморенных слоев четвертичного водоносного комплекса. Общее число эксплуатационных водоснабженческих скважин, зарегистрированных на территории области, составляет около трех тысяч на 700 водопользователей, а суммарный отбор подземных вод по данным государственного учета 1992 г. примерно равен 170 тыс м³ в сутки.

Приведенный краткий обзор ресурсов подземных вод Вологодской области позволяет сделать вывод о больших нереализованных возможностях их освоения, особенно в части, касающейся минеральных лечебных и промышленных вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Всеволожский В. А. К теории вертикальной гидродинамической зональности артезианских бассейнов платформенного типа // Водные ресурсы. 1974. №1. С. 160-169.
2. Всеволожский В. А., Дюнин В. И., Бузова Н. Н. Исследование подземного стока артезианских структур // Взаимодействие поверхностного и подземного стока. Вып. 4. М.: МГУ, 1976. С. 45-106.
3. Гидрогеология СССР. Т. XIV. Архангельская и Вологодская области. М.: Недра, 1969. 299 с.
4. Гуревич В. И. Геохимия минеральных промышленных вод северной части Русской платформы. Автореф. канд. дисс. Л., 1963. 19 с.
5. Делюсин В. Н., Андреева Н. Г., Сенюшов А. А., Булович А. Л. Перспективы нефтегазоносности Солигаличско-Сухонского вала // Перспективы нефтегазоносности (тр. ВНИНРИ, 1970, вып. 94), с. 109-117.
6. Егоров С. В., Авчинникова М. Н. Подземные рассолы северо-западных и центральных районов Русской платформы. Тр. ВСЕГБИ, Новая серия, 1976. Т. 246. С. 5-17.
7. Журавлев А. В. Условия формирования пресных и минерализованных вод в отложениях нижнего триаса восточной части Восточно-Русского артезианского бассейна // Сб. статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1965. №4. С. 33-41.
8. Коротков А. И. Вопросы динамики подземных вод северо-западной части Русского артезианского бассейна // Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., 1972. С. 140-142.
9. Коротков А. И. Формирование химического состава подземных вод северо-западной части Русской плиты. Автореф. докт. дисс. Л., 1980. 41 с.
10. Коротков А. И. Геологическая история формирования химического состава и зональности подземных вод Северо-Запада Русской плиты // Зональ-

ность подземных вод платформенных и горноскладчатых областей. Л., 1981. С. 57-66.

11. Мухин Ю. В. Основные результаты глубинных гидрогеологических исследований в Средне-Русском седиментационном бассейне в связи с оценкой перспектив его газонефтеносности // Гидрогеология газоносных районов Советского Союза. М., 1970. С. 157-299. (Тр. ВНИИГаз, вып. 33/41, кн. 3).

12. Мухин Ю. В. Гидрогеология и геотермия центральных районов Русской платформы // Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии. Минск, 1978. С. 36-42.

13. Николаев Ю. В. Сероводородные воды Молого-Судского междуречья Вологодской области // Изв. ВУЗ, Сер. геология и разв., 1966. №12. С. 80-83.

14. Николаев Ю. В. Гидрогеологические условия центральной части Молого-Шекснинской низины // Материалы по геологии Северо-Запада СССР. Л., Гостоптехиздат, 1967. С. 247-259.

15. Николаев Ю. В. Сульфатные натриевые воды северной части Московского артезианского бассейна // Советская геология, 1975. №9. С. 144-147.

16. Николаев Ю. В. Закономерности распространения сульфатов в подземных водах северного крыла Московского артезианского бассейна в связи с проблемой их формирования // Тезисы докладов на I Всесоюзной гидрогеологической конференции. М., 1982. Т. 2. С. 346-347.

17. Николаев Ю. В. Формирование подземных вод центральной части Средне-Русского авлакогена и прилегающих территорий // Автореф. канд. дисс. Л., 1982. 25 с.

18. Николаев Ю. В., Андреева Н. Г., Полуэктов Л. Н. Гидрогеохимический анализ условий формирования подземных вод зоны активного водообмена в западной части Вологодской области // Вопросы гидрогеологии Северо-Запада РСФСР. М., Геолфонд РСФСР, 1986. С. 128-141.

19. Смирнов С. И. О механизме формирования гидрогеохимических структур Московского артезианского бассейна // Вопросы гидрогеологии и инж. геологии. М., 1971. С. 75-82 (Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 41).

20. Смирнов С. И. Региональная динамика подземных вод седиментационных бассейнов. М.: Недра, 1979. 104 с.