Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г.В.Плеханова,
1985, т. 103

УДК 551.49

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ВЕРХНЕГО ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО ЭТАЖА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОНЕГО-ДВИНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Т.В.САЛТАНОВА

Новые сведения о гидрохимической зональности верхнего гидрогеологического этажа северной части Онего-Двинского междуречья, полученные в результате съемочных и поисково-разведочных на воду работ последних лет, позволили провести гидрохимическое районирование территории, выявить основные особенности химического состава подземных вод и рассмотреть процессы их формирования.

Исследуемая территория относится к северному крылу Северо-Двинского артезианского бассейна и ограничена с запада, востока и юга реками Онегой, Сев.Двиной и Емцей, а с севера – линией морского побережья (см. рисунок). Верхний гидрогеологический этаж сложен породами палеозойского и четвертичного возраста и включает три водоносных комплекса, разделенных между собой глинистыми водоупорами невыдержанной мощности: один объединяет водоносные горизонты четвертичных отложений, два других приурочены к палеозойскому осадочному чехлу. Безнапорный водоносный комплекс карбонатных отложений среднего и верхнего карбона представлен трещиноватыми закарстованными известняками и доломитами, местами огипсованными; средняя мощность составляет 40–100 м. Область

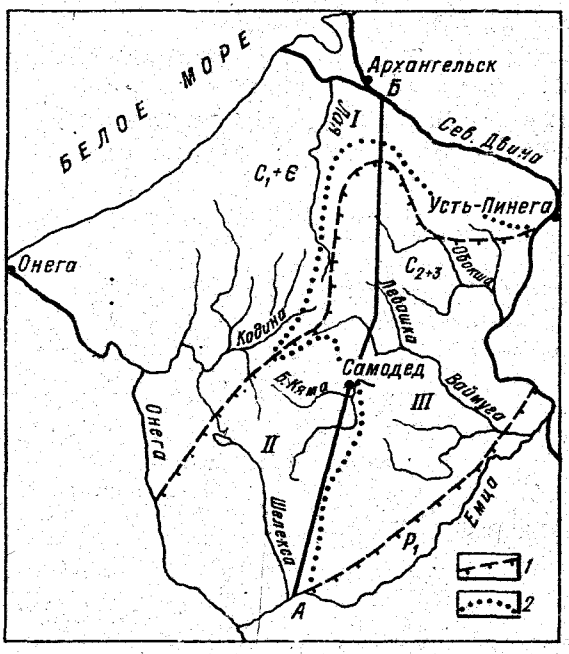


Схема гидрохимического районирования северной части Онего-Двинского междуречья
I, II и III – районы с гидрохимической зональностью типа $\frac{АБ_{25}}{Б_{15}}$, $АБ_{25}$ и $\frac{АБ_5}{Б_{25}}$ соответственно;
1 – геологическая граница; 2 – граница участков с различным типом гидрохимической зональности

развития карбонатных пород известна под названием Карбонового плато. Его северная граница проходит в 20–30 км к югу от г.Архангельска. Гипсометрическая поверхность плавно повышается с севера на юг от абсолютных отметок 40–80 до 100–140 м. Водоносный комплекс терригенных отложений нижнего карбона и верхнего кембрия распространен повсеместно и представлен переслаивающимися песками, алевролитами, аргиллитами, мергелями и глинами. В районе Северо-Двинской впадины палеозойская терригенная толща перекрыта слабопроницаемыми четвертичными глинами и суглинками (средняя мощность покрова составляет 50–40 м), южнее – погружена под карбонатные отложения. Почти на всей площади развития водоносный комплекс содержит напорные воды. Исключение составляют возвышенные участки у северной границы карбонатного массива, где терригенные отложения залегают под хорошо проницаемыми флювиогляциальными осадками. Отсутствие выдержанного по площади водоупора между карбонатным и терригенным водоносными комплексами обусловило их гидродинамическую и гидрохимическую взаимосвязь.

В пределах рассматриваемой территории можно выделить три района с различным характером изменения химического состава и минерализации подземных вод верхнего гидрогеологического этажа с глубиной.

Сложная гидрохимическая зональность наблюдается в Северо-Двинской впадине: пояс $АБ_{25}Б_5Б_{15}$ на бортах и $А-ДБ_{25}-Б_{15}$ в долине Сев.Двины. Такое сочетание гидрохимических зон в разрезе для областей с избыточным увлажнением является аномальным. Зона А-Д представлена четвертичным водоносным комплексом долины Сев.Двины. Наряду с пресными гидрокарбонатными водами в ней часто встречаются воды, по составу и минерализации соответствующие подзонам $Б_5$ и $Б_{25}$. Зона Б приурочена к терригенному водоносному комплексу, который содержит воды сульфатно-хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией от 5 до 25 г/л. В верхней 100-метровой части разреза терригенной толщи установлена инверсия минерализации и концентрации ионов хлора, натрия, йода, брома, а также отмечены высокие концентрации йода на контакте с обогащенными органическим веществом четвертичными глинами (табл.I). Формирование обращенной гидрохимической зональности в верхней части терригенного водоносного комплекса связано с историей развития Северо-Двинской впадины в четвертичный период и будет рассмотрено далее.

Результаты гидрохимического опробования в пределах Карбонового плато позволяют говорить о двух типах гидрохимической зональности и соответственно им выделить на плато два участка: западный и восточный. Граница между ними совпадает с контуром области отпрессования карбонатной толщи. Загипсованы породы восточного, примыкающего к Сев.Двине склона водораздела. Мощность зоны отпрессования увеличивается с севера на юг и с запада на восток от нескольких метров до 40–60 м.

Для западного фланга карбонатного массива характерно двухчленное строение гидрохимического разреза верхнего гидрогеологического этажа – $АБ_{25}$. Здесь пресные гидрокарбонатные воды зоны А развиты на всю мощность карбонатного разреза. Верхняя граница сульфатно-хлоридных каль-

Таблица 1

Химический анализ подземных вод водоносных комплексов палеозойской толщи
на территории Онего-Двинского междуречья

Зона	Интервал опробования, м	Сухой остаток, г/л	Концентрация									pH
			Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	J^-	Br^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	
			Северо-Двинская впадина. Водоносный комплекс терригенных отложений									
Б	66-71	22,81	13845/97	3477/1	560/2	30/0	49/0	6984/76	131/1	714/14	717/9	7,2
	83-85	16,1	9585/95	357/3	371/2	18/-	33/-	4510/70	85/1	484/14	814/15	7,3
	109-111	15,0	8875/94	430/3	335/2	15/-	31/-	4133/69	79/1	440/14	854/16	7,4
	129-131	11,0	6085/90	706/8	269/2	8/-	21/-	2990/68	42/1	308/13	710/18	7,2
			Западный фланг карбонатного массива									
А	19-50	0,34	10/5	25/8	308/79	Н.о	Н.о	25/18	4/1	35/47	40/33	8,0
	Родник	0,23	9/6	9/4	230/90	"	"	2/2	1/1	15/32	52/65	7,7
Б	42	11,2	5341/79	1843/20	140/1	"	"	269/63	23/0	368/16	769/21	7,4
			Восточный фланг карбонатного массива									
А	30	0,41	13/7	118/34	261/59	Н.о	Н.о	7/4	1/1	27/31	93/64	7,9
	Родник	0,25	7/3	5/2	270/94	"	"	4/4	1/1	20/37	51/58	7,4
	Р.Левашка	0,73	113/-	8/-	360/-	"	"	22/-	1/-	104/-	48/-	Н.о
Б	50-90	3,46	628/35	1383/57	265/8	"	"	428/37	16/1	172/28	332/33	7,6
	100	11,2	5341/79	1843/20	140/1	"	"	2690/63	23/1	368/16	769/21	7,35

Примечание. В числителе - в миллиграммах на литр, в знаменателе - в эквивалент-процентах.

циево-натриевых соленых вод подзоны $Б_{25}$ совпадает с глинистым водоупором, разделяющим карбонатный и терригенный водоносные комплексы, и повышается с юга на север, против падения пластов, достигая неожиданно высоких для региона абсолютных отметок от 0 до 50 м. Формирование гидрохимической зональности типа $АБ_{25}$ и высокое гипсометрическое положение верхней границы подзоны $Б_{25}$ связаны со спецификой гидродинамических условий на склоне водораздела, где напоры в карбонатном комплексе только на 2-5 м превышают напоры в терригенном, близостью региональных очагов разгрузки напорных вод глубоких горизонтов и низкими фильтрационными свойствами терригенных отложений.

На восточном фланге карбонатного массива и участках питания терригенного комплекса в разрезе верхнего гидрогеологического этажа появляется подзона $Б_5$-$АБ_5Б_{25}$. В области огипсования карбонатных пород мощность зоны пресных вод значительно меньше, чем на западном фланге плато, и определяется положением местных базисов эрозии. Нижняя граница зоны А проходит здесь на 10-25 м ниже кровли карбонатной толщи. Мощность подзоны $Б_5$ соответствует мощности зоны огипсования карбонатных пород. Воды подзоны $Б_5$ характеризуются хлоридно-сульфатным натриевым либо кальциевым составом и минерализацией 2-3,4 г/л. Отмечен рост концентрации хлор-иона по направлению к Сев.Двине: от 100-200 мг/л у западной границы участка до 600 мг/л вблизи реки. Речные воды здесь также содержат более высокие, чем на западном фланге, концентрации хлор-иона (табл.1) - до 80-100 мг/л в р.Левашке, что свидетельствует о локальной разгрузке соленых вод терригенного комплекса, так как в хорошо промытой карбонатной толще нет источников повышенных концентраций хлоридов. Зона $Б_{25}$, как и на всей остальной территории, представлена терригенным водоносным комплексом. Состав вод сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый, минерализация во вскрытой 100-метровой части разреза терригенной толщи меняется в пределах от 8 до 15 г/л. Граница подзон $Б_5$ и $Б_{25}$, как и на западном фланге карбонатного массива, обычно совпадает с разделяющим карбонатный и терригенный водоносные комплексы глинистым прослоем, но в разрезе менее четко выражена, что связано с разгрузкой соленых хлоридных вод и смешением их с сульфатными водами подзоны $Б_5$.

В формировании гидрохимических зон верхнего гидрогеологического этажа принимают участие воды различного генезиса. Пресные гидрокарбонатные воды зоны А, развитой повсеместно, и сульфатные воды подзоны $Б_5$, развитые в области огипсования карбонатного массива и на участках питания терригенного комплекса, имеют инфильтрационный генезис. Химический состав этих вод формируется главным образом в результате взаимодействия инфильтрующихся атмосферных осадков с вмещающими породами.

Так, гидрокарбонатный состав вод зоны А формируется в процессе углекислотного выщелачивания карбонатов кальция и магния и в меньшей степени алюмосиликатов. Реакции идут по схемам:

$$(Ca,Mg)[CO_3]_2 + 2CO_2 + 2H_2O \rightleftharpoons Ca^{2+} + Mg^{2+} + 4HCO_3^-; \qquad (I)$$

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftharpoons Ca^{2+} + 2HCO_3^- ; \quad (2)$$

$$4NaAlSi_3O_8 + 4CO_2 + 2H_2O \rightleftharpoons Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 + 4Na^+ + 4HCO_3^- + 8H_4SiO_4. \quad (3)$$

В пределах карбонатного массива реакции идет по схемам (I) и (2), на участках питания терригенного водоносного комплекса – по схеме I и частично по схеме 2.

Сульфатный состав вод подзоны $Б_5$ формируется в результате растворения гипсовых прослоев и диффузионного выщелачивания ионно-солевого комплекса глинистых пород, а также окисления рассеянных в глинистых породах сульфидов (с последующей нейтрализацией серной кислоты карбонатами). Некоторое количество сульфат-иона поступает в подзону $Б_5$ из подзоны $Б_{25}$ в локальных очагах разгрузки соленых сульфатно-хлоридных вод терригенного комплекса. Долю минерализованных вод в смеси и количество поступающего с нею сульфат-иона легко найти по уравнениям смешения. Коэффициент смешения рассчитан по хлору, самому инертному компоненту: $\eta = (c-b) / (a-c)$, где a – концентрация хлора в соленой воде, для расчета принято a = = 5340 мг/л; b – концентрация хлора в пресной воде, b = I0 мг/л; c – концентрация хлора в смеси.

Таблица 2

Результаты расчетов по уравнениям смешения

Концентрация Cl^-, мг/л	η	Концентрация SO_4^{2-}		
		наблюдаемая	рассчитанная	Расхождение, мг-экв.
	Восточная часть плато. Карбонатный водоносный комплекс			
264	0,05	839/17,46	82/1,82	15,54
265	0,13	1440/29,99	239/4,98	25,01
238	0,045	894/18,62	83/1,73	16,98
392	0,077	1473/30,64	142/2,95	27,69
266	0,05	393/8,19	92/1,92	6,27
	Область питания. Терригенный водоносный комплекс			
126	0,02	2119/44,16	37/0,77	43,74
888	0,19	2422/50,4	349/7,28	43,12
564	0,11	2386/49,17	202/4,2	43,5
71	0,011	1389/28,9	20/0,42	28,48

Примечание. В числителе – в миллиграммах на литр, в знаменателе – в миллиграмм-эквивалентах на литр.

Расчеты (табл.2) показали, что количество поступающих с соленой водой (концентрация сульфат-иона 1840 мг/л) сульфатов невелико (около 100 мг/л) и, следовательно, основной источник сульфатов в водах подзоны $Б_5$ – гипсоносная карбонатная толща. Кроме того, количество поступающего в результате выщелачивания гипсов сульфат-иона не эквивалентно количеству поступающего кальция, а значительно превышает его. Низкие по сравнению с ожидаемыми концентрации иона кальция связаны с реакциями обменной адсорбции, которые ведут к вытеснению из породы ионов магния и натрия и замене их на кальций раствора. В результате формируются воды сульфатного пестрого катионного состава. Реакции обмена идут по схемам:

$$\underset{\text{Раствор}}{CaSO_4} + \underset{\text{Порода}}{Mg} \rightleftharpoons \underset{\text{Порода}}{Ca} + \underset{\text{Раствор}}{MgSO_4};$$

$$\underset{\text{Раствор}}{CaSO_4} + \underset{\text{Порода}}{2Na} \rightleftharpoons \underset{\text{Порода}}{Ca} + \underset{\text{Раствор}}{Na_2SO_4}.$$

На участках питания терригенного комплекса сульфатные воды могут формироваться в результате окисления рассеянного в глинах пирита и диффузионного выщелачивания гипса из ионно-солевого комплекса глинистых прослоев.

В верхней части комплекса, в условиях сильно аэрированной среды, пирит окисляется до легкорастворимого сернокислого железа по уравнению

$$FeS_2 + 3{,}5O_2 + H_2O \rightleftharpoons Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 2H^+.$$

Выделяющаяся при окислении пирита серная кислота нейтрализуется карбонатным цементом песчано-глинистых пород. Реакции идут по схеме

$$H_2SO_4 + CaCO_3 = Ca^{2+} + SO_4^{2-} + CO_2 + H_2O;$$

$$2H_2SO_4 + Ca,Mg[CO_3]_2 = Mg^{2+} + 2SO_4^{2-} + 2CO_2 + 2H_2O + Ca^{2+}.$$

Рассмотренные процессы способствуют накоплению в подземных водах сульфатов и гидрокарбонатов кальция и магния. На больших глубинах в условиях восстановительной среды процессы окисления сульфидных минералов затухают. Здесь главным источником сульфата кальция становится гипс ионно-солевого комплекса глинистых прослоев, а главным механизмом перевода его в раствор – диффузионное выщелачивание.

Поток седиментационных вод формируется за пределами исследуемой области в глубоких частях Северо-Двинского артезианского бассейна за счет отжатия поровых растворов из глинистых толщ. Региональный очаг разгрузки соленых вод глубоких горизонтов зафиксирован в дельте Сев.Двины [2, 3]. Об элизионном режиме соленых вод свидетельствует распределение напоров в терригенном водоносном комплексе: в целом для междуречья отмечается падение напорной поверхности на север и северо-восток. Воды подзоны $Б_{25}$, приуроченной к терригенной толще, характеризуются всеми признаками под-

земны~ вод седиментационного генезиса: высокие концентрации кальция (до 33 экв.%), значения хлор-бромного коэффициента, близкие к нормальной морской воде (240-280), значения коэффициента метаморфизации rNa/rCl в пределах 0,6-0,8. Приведенные сведения позволяют рассматривать Онего-Двинское междуречье как область транзита седиментационных вод, разгружающихся в дельте Сев.Двины. Наиболее значительное изменение химического состава седиментационных вод отмечено в районе Северо-Двинской впадины, на контакте с насыщенными органическим веществом четвертичными глинами. Здесь сформировавшаяся зональность осложняется появлением гидрохимической инверсии, связанной с влиянием погребенных метаморфизованных вод морских трансгрессий четвертичного периода.

На контакте с четвертичными глинами наблюдаются самые высокие для терригенного водоносного комплекса концентрации йода (до 45 мг/л); с глубиной они уменьшаются до следов. Источником высоких содержаний йода в подземных водах являются йодсодержащие органические остатки, которыми насыщены глины микулинского межледниковья. Одинаковый характер изменения концентрации ионов хлора, натрия, брома, йода в верхней части терригенного комплекса свидетельствует о едином их источнике. Поступление перечисленных комплексов в подземные воды терригенного комплекса и формирование обращенной гидрохимической зональности происходило в четвертичное время при отжатии поровых растворов из четвертичных глин под весом валдайского ледника, а также в результате диффузионных процессов [3].

Зона А~Д характеризуется крайне пестрым составом вод и отражает сложные гидродинамические условия Северо-Двинской впадины. Анализ пространственной изменчивости химического состава и минерализации подземных вод водоносного комплекса четвертичных отложений долины Сев.Двины позволил выделить три гидрохимических типа этих вод и установить их генезис [1]. Так, распространенные в верхней части разреза четвертичной толщи гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией 0,3-0,5 г/л являются типичными инфильтрационными водами. Соленые гидрокарбонатно-хлоридные, бедные сульфатами воды с минерализацией 8,3-20 г/л встречены только в прибрежно-морской части дельты Сев.Двины. Катионный состав и строгая приуроченность к морскому побережью позволяет квалифицировать их как современные морские, частично метаморфизованные воды [3]. Потеря сульфатов и высокие концентрации гидрокарбонатных и карбонатных ионов связаны с процессами биохимической сульфатредукции.

Восстановление сульфатов активно протекает в придонном слое, где скапливаются большие количества свежей органики, содержащей необходимые для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий легко разлагающиеся низкомолекулярные соединения. Реакции идут по схемам:

$$SO_4^{2-} + 2H_2O + 2C \rightleftharpoons H_2S + 2HCO_3^- ;$$

$$SO_4^{2-} + 2H^+ + 2C \rightleftharpoons H_2S + 2CO_2 .$$

Выделяющийся углекислый газ способствует удержанию в воде плохо растворимых карбонатов железа.

Соленые сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией 8,5-21,2 г/л идентичны водам терригенного комплекса и характеризуются всеми признаками седиментогенных вод. Переток соленых вод из терригенного комплекса в четвертичный хорошо фиксируется в последнем по сплошной зоне вод с повышенной минерализацией, вытянутой по тальвегу долины Сев. Двины. На основе рассмотренной выше схемы формирования химического состава подземных вод четвертичного водоносного комплекса рассчитаны параметры языка соленых вод, внедряющихся со стороны Белого моря; выявлены и оконтурены очаги разгрузки соленых вод терригенного комплекса; оценены расходы перетоков [3].

Таким образом, гидрохимическая зональность верхнего гидрогеологического этажа Онего-Двинского междуречья формируется при взаимодействии двух региональных потоков: потока инфильтрационных вод и потока седиментационных вод. Химический состав инфильтрационных вод зависит главным образом от состава вмещающих пород и факторов, влияющих на активность взаимодействия подземных вод с породами. Формирование состава седиментационных вод, фильтрующихся в терригенном водоносном комплексе, связано прежде всего с длительной историей Северо-Двинского артезианского бассейна. В области транзита потока седиментационных вод, к которой относится вся рассматриваемая территория, за исключением Северо-Двинской впадины, практически отсутствует зона смешения глубинных и инфильтрационных вод. Верхняя граница сульфатно-хлоридных седиментационных вод совпадает с глинистым слоем в кровле терригенного комплекса, что объясняется близкими значениями напоров в водоносных комплексах палеозойского осадочного чехла. В региональных очагах разгрузки седиментационного потока смешиваются воды разного генезиса, что способствовало формированию в четвертичном водоносном комплексе зоны пестрого химического состава и минерализации. Так, в дельте Сев.Двины, где гидрохимическая ситуация осложняется внедрением соленых вод Белого моря в четвертичные отложения долины, зона А-Д формируется при сложном взаимодействии пресных инфильтрационных, современных морских и глубинных соленых седиментационных вод.

На основании сведений о гидрохимической зональности исследуемой области можно определить перспективность выделенных участков для получения вод различного состава и назначения. Водораздел рек Кямы и Ваймуги характеризуется наиболее благоприятными условиями для получения пресных подземных вод хорошего качества: пресные воды развиты здесь на всю мощность карбонатной толщи. На остальной территории пресные воды могут использоваться для водоснабжения небольших населенных пунктов. Хлоридно-сульфатные воды восточного фланга Онего-Двинского междуречья являются аналогом лечебных минеральных вод ижевского типа и представляют бальнеологический интерес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зеленой А.И. О гидрохимической зональности одного из районов Северо-Двинского артезианского бассейна. – Докл. отделений и комиссий Геогр. о-ва СССР. Вып. 2. Гидрогеология и инженерная геология. Л., изд. Геогр. о-ва СССР, 1967.

2. Коротков А.И., Малов А.И. Формирование химического состава подземных вод в дельтах Северных рек. – Советская геология, 1981, № 5.

3. Малов А.И. Анализ формирования гидрохимического режима в водоносных комплексах Северо-Двинской впадины. – Водные ресурсы, 1980, № 2.