



УДК 556.314+553. 982. 2+571.53

Химия подземных вод Верхнечонского нефтегазоконденсатного месторождения (ВЧНГКМ)

Б. М. Шенькман (bshenk@crust.irk.ru)

Аннотация. Выполнена геохимическая оценка подземных вод верхней, надтрапповой части осадочного чехла. Зонирование разреза произведено по величине минерализации и химическому составу. Акцентировано внимание на пресных и солоноватых водах. Выявлено доминирующее участие вод смешанного химического состава. Показано влияние экранирующих элементов геологического разреза – многолетнемерзлых пород и пластовой интрузии траппов – на формирование гидрогеохимической зональности. Сделан предварительный прогноз возможного изменения гидрогеохимической обстановки в результате техногенного воздействия – крупномасштабного и длительного водоотбора из зоны свободного водообмена.

Ключевые слова: гидрогеохимическая зональность, формирование состава подземных вод, зона пресных вод.

Введение

Промышленное освоение одного из наиболее крупных месторождений Восточной Сибири происходит в режиме поддержания пластового давления (ППД) в продуктивном горизонте при помощи заводнения. Удаленность месторождения на 70–80 км от рек с постоянным стоком (Нижняя Тунгуска, Нюя и Пеледуй) не оставляет места для реальной альтернативы подземным водам. Кроме того, следует также учесть ограничения, налагаемые на качество воды для ППД и иных нужд, которыми в полной мере не обладают поверхностные источники. В свою очередь, крупный (540 л/с) и длительный – не менее 30 лет – водоотбор из водоносного горизонта, отличающегося низкомодульным среднемноголетним подземным стоком (0,2 л/(с·км²)) может привести к неблагоприятному изменению качества воды. Прогноз приемлемой оправдываемости достижим при достаточно ясном представлении о ненарушенной гидрогеохимической обстановке в той части гидрогеологического разреза, в которой предполагается наибольшее нарушение естественного режима подземного стока.

Основные ресурсы подземных вод – главный источник эксплуатационных запасов – сосредоточены в зоне свободного водообмена (ЗСВ). Удельный вес емкостного и упругого ресурса крайне мал в балансе водопритока к водозабору. В зоне «закрытого» водообмена (ЗЗВ) ресурсный потенциал существенно снижается с ухудшением его качества: минерализация воды возрастает, в неблагоприятную сторону изменяется химический

состав. Поэтому, учитывая целевое использование подземных вод, можно без ущерба для понимания ограничить глубину рассмотрения гидрогеологического разреза 400 м, в пределах которых этажно залегают четыре водоносных комплекса.

Краткая характеристика водоносных комплексов

Верхнечонское месторождение размещается на верхнем участке водосбора р. Чоны, сложенном разновозрастными осадочными породами. Первыми от поверхности земли залегают пресноводные терригенные угленосные отложения укугутской свиты нижней юры, представленные песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Сплошность залегания фациально сильно изменчивой в пространстве толщи в значительной степени нарушена эрозионными врезами притоков р. Чоны. Поэтому свита сохранилась преимущественно в виде различных по величине фрагментов на междуречьях. Ее мощность не превышает 60–80 м, местами отложения проморожены целиком либо частично. На участках отсутствия многолетнемерзлых пород (ММП) подземные воды связаны главным образом с песчаниками. В случае хорошо проницаемых пород, залегающих ниже подошвы свиты, юрские отложения полностью сдренированы. Обводнена укугутская свита в основном в зоне аэрации в виде линз и слоев, разгрузка которых происходит почти исключительно посредством субаэральных выходов контактно-эрозионного типа: низкодебитных родников (0,05–0,1 л/с) с температурой 0,1–1,0 °С. В этой части гидрогеологического разреза сосредоточены ничтожные ресурсы, использование которых в сколько-нибудь заметных объемах полностью исключается.

Ниже укугутской свиты залегают загипсованные в той или иной степени терригенные отложения верхоленской свиты среднего-верхнего кембрия, с которыми связан главный эксплуатационный водоносный комплекс, содержащий пресные воды. На левобережье р. Чоны мощность верхоленской свиты не превышает 100 м, на правобережье – 180 м. Совместно с юрскими отложениями она частично слагает зону аэрации, достигающей на междуречьях мощности 70 м. Водовмещающими являются преимущественно песчаники. По данным геофизических исследований скважин и опытно-фильтрационных работ свита отличается существенной фильтрационной анизотропией. Уровенная поверхность водоносного комплекса находится на 10–20 м ниже аналогичной поверхности юрского водоносного комплекса.

Водоносный комплекс карбонатных отложений литвинцевской свиты нижнего-среднего кембрия распространен в пределах лицензионного отвода повсеместно, выходя на поверхность земли лишь в вершине Непского свода – днище долины р. Чоны и на ее выположенном левобережном склоне, где породы верхоленской свиты полностью смыты. Здесь он на 60–80 % мощности проморожен. Комплекс обладает напором над кровлей, достигающим до 140–150 м. Однако пьезометрическая поверхность находится на 20–30 м ниже уровенной поверхности верхоленского водоносного комплекса.

Карбонатные отложения ангарской свиты нижнего кембрия также развиты повсеместно. Трапповым силлом свита «расщеплена» на два водоносных комплекса: над- и подтрапповый. Пьезоповерхность первого из них размещается гипсометрически ниже аналогичной поверхности литвинцевского комплекса. Что же касается подтраппового комплекса, то его поверхность располагается намного выше трех надтрапповых водоносных комплексов. Представление о залегании комплексов, их взаимном расположении, мощности, характере распространения ММП, пьезоуровнях легко получить из рис. 1. Важно подчеркнуть: последовательное снижение пьезоповерхностей с глубиной в надтрапповой части гидрогеологического разреза означает, что в границах горного отвода находится часть основной области питания водоносных комплексов. В этой связи существуют предпосылки для нисходящего вертикального массообмена между водоносными комплексами.

Минерализация и химический состав воды

Химический облик подземных вод определяется главным образом тремя факторами – положением комплекса в гидрогеологическом разрезе, обменно-солевым комплексом водовмещающих пород и межпластовым массопереносом из смежных объектов. Для крутопадающих разломных зон, вмещающих трещинно-жильные воды, присущ аномальный облик, обусловленный участием в стоке всех водоносных комплексов, в том числе и глубоко залегающих подземных вод.

В самой верхней части гидрогеохимического разреза, где размещается юрский водоносный комплекс, минерализация воды не превышает 0,25 г/л. На узколокальных участках она повышается до 0,5 г/л за счет смешения в приконтактной зоне с водами нижележащего комплекса. По составу это растворы гидрокарбонатного химического типа с преобладанием в катионной группе состава щелочных земель и низкой концентрацией сульфат- и хлор-иона – 5 и 2 мг/л соответственно. И только на участках нарушения естественного фона наблюдается заметный рост этих компонентов. Таким образом, химический состав воды в целом соответствует вещественному составу водовмещающих пород. Вместе с тем нередко среди катионов существенное место занимает натрий, который не связан с хлором и сульфат-ионом. Следовательно, в формировании солевого состава воды участвует химический элемент, не входящий напрямую в солевой состав водовмещающих пород. Этот вывод становится очевидным, если представить результаты химического анализа в виде гипотетических солей (табл. 1).

Нетрудно заметить, что в солевом составе содержание соды доходит до 52 %, не снижаясь менее чем до 20 %. Присутствие в некоторых пробах повышенных содержаний NaCl целиком связано с участием источника техногенного загрязнения.

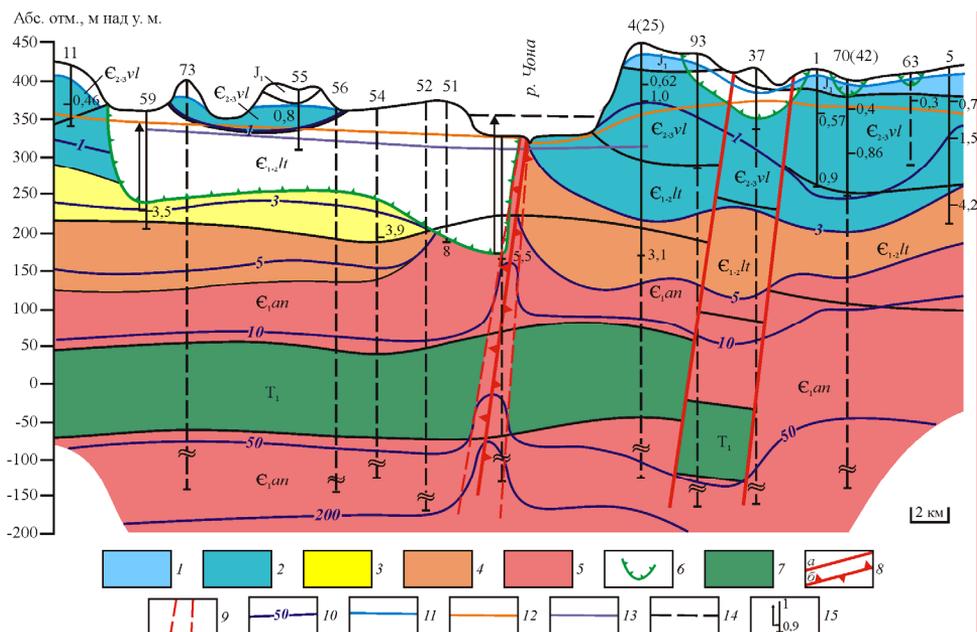


Рис. 1. Геолого-гидрогеологический разрез верхней части осадочного чехла Верхнечонского месторождения.

1–5: химический состав подземных вод: 1 – гидрокарбонатный, 2 – гидрокарбонатно-сульфатный, 3 – сульфатный, 4 – хлоридно-сульфатный, 5 – хлоридный; 6 – граница распространения многолетнемерзлых пород; 7 – трапповый силл; 8 – разломы: а – водопродящий, б – водовыводящий; 9 – разломная зона; 10 – изогалины, г / л; 11–14 – гидропьезоуровни водоносных комплексов: 11 – верхоленского, 12 – литвинцевского, 13 – ангарского надтраппового, 14 – ангарского подтраппового; 15 – скважина: цифра сверху – номер по первоисточнику, внизу – минерализация воды, г/л; стрелкой показана глубина вскрытия и величина напора над кровлей водоносного комплекса; штрихом обозначены скважины, снесенные на разрез

Минерализация воды верхоленского комплекса редко превышает 1,5 г/л. Наиболее часто встречаемая соленость находится в пределах 0,4–0,8 г/л. Как и в предыдущем случае, химический состав воды в основном хорошо согласуется с вещественным составом водовмещающих пород. Здесь присутствуют смешанные воды с преобладанием в анионной группе сульфат-иона, либо гидрокарбонат-иона. Чистый химический тип встречается очень редко. Важной особенностью химического состава является практическое отсутствие хлоридов. Вода отличается пониженным содержанием растворенного кислорода (0,2–0,6 мг/л). Катионная группа представлена в основном кальцием и магнием. Наряду с ними весомое место занимает натрий, который, как и ранее, не связан с хлором. При представлении химического состава воды в солевом варианте (табл. 2) видно, что место содового компонента занял мирабилитовый: содержание Na_2SO_4 колеблется в пределах 12–35 %.

Таблица 1

Солевой состав подземных вод юрского комплекса

Водопункт	Минерализация, г/л	Гипотетические соли, %			
		NaCl	NaHCO ₃	CaSO ₄	Ca,Mg(HCO ₃) ₂
Скв. 90	0,33	2,3	19,0	2,3	76,4
Скв. 47	0,25	5,0	30,0	8,0	57,0
Скв. 15	0,16	14,0	24,0	0,0	62,0
Скв. 63	0,14	11,7	32,5	0,0	53,1
Ист. 894	0,41	0,0	51,0	21,0	28,0
Ист. 659	0,35	0,0	40,0	11,0	49,0
Ист. 656	0,49	7,7	23,0	15,3	54,0
Ист. 629	0,17	19,0	52,4	0,0	28,6

Таблица 2

Солевой состав подземных вод верхоленского комплекса

Водопункт	Минерализация, г/л	Гипотетические соли, %			
		NaCl	Na ₂ SO ₄	CaSO ₄	Ca(HCO ₃) ₂
Скв. 2-Г	0,92	0,8	14,7	48,8	35,7
Скв. 25-Г	0,60	2,4	14,6	28,1	54,9
Скв. 73-В	0,42	1,8	17,8	19,6	60,8
Скв. 93-Г	0,65	3,4	12,4	21,3	62,9
Скв. 112	0,43	5,1	18,6	15,2	61,1
Скв. 11	2,60	1,0	34,9	55,2	8,9
Скв. 28-Г-1	1,20	1,7	18,8	47,8	32,0
Ист. 1008	0,79	0,88	30,0	36,2	32,9
Ист. 1022	0,52	1,26	28,8	51,9	19,2
Ист. 1107	0,70	4,20	21,6	25,0	49,2
Ист. 1123	0,77	1,0	21,8	37,2	40,0
Ист. 2030	0,92	3,70	16,4	47,1	32,8
Ист. 2077	0,73	1,0	26,0	26,0	47,0
Ист. 2084	1,03	1,4	19,3	37,2	42,1

Присутствие натрия в подземных водах и на этот раз не связано непосредственно с вещественным составом водовмещающих пород.

Водоносный комплекс карбонатных отложений литвинцевской свиты обладает более сложными условиями залегания. Относительная изолированность комплекса со стороны кровли и залегание в его подошве соленосных пород ангарской свиты привели к существенному росту минерализации воды и практически полному исчезновению гидрокарбонатного компонента состава.

Несмотря на влияние перекрывающего и подстилающего водоносных комплексов, главным источником солевого состава остается все же водорастворимая часть вмещающей породы – гипс. Поэтому и химический состав воды является сульфатным. Минерализация воды постепенно увеличивается с глубиной и в диапазоне 50–200 м возрастает с 1,0 до 5,0 г/л. Начиная примерно со 150 м появляются хлориды в количестве, превышаю-

щем классификационный минимум (20%-экв), и вода становится хлоридно-сульфатной.

Подземные воды литвинцевского комплекса существенным образом отличаются от верхоленского не только отсутствием гидрокарбонатных солей и появлением хлоридов. Вода полностью обескислорожена и содержит сероводород. Важным обстоятельством следует признать повышенную концентрацию натрия, несвязанного с хлором. По этой причине в солевом составе воды мирабилитовая составляющая оценивается от 8 до 37 % (табл. 3).

Таблица 3

Солевой состав подземных вод литвинцевского комплекса

Скважина	Глубина, м; интервал опробования, м	Минерализация, г/л	Гипотетические соли, %			
			NaCl	NaHCO ₃	CaSO ₄	Ca,Mg(HCO ₃) ₂
44	48	1,28	15	30	50	5
	67	1,75	34	22	41	3
	87	2,35	13	27	56	4
	107	2,53	11	20	66	3
	127	2,94	11	22	66	3
	147	4,21	15	30	52	3
	167	5,03	24	29	45	2
5	155–192	2,75	37	22	36	5
К-3	140–150	3,54	13,3	12,8	64,7	9,2
1-Э	130–145	2,68	6,1	8,5	81,0	4,4
761-Д	120–140	2,81	10,0	14,4	71,0	4,7
В-1008	100–110	2,22	9,4	11,9	72,1	6,6
11	83–118	2,62	-	37	53	10
	120–157	1,63	36	16	41	7
28-Г-2	16–80	1,20	2	19	47	32
30	36–50	0,90	4	18	48	30

В отличие от гипсовых вод, сульфатные натриевые являются, скорее всего, водами аллохтонного происхождения.

Надтрапповый ангарский водоносный комплекс мощностью 150–160 м прослеживается почти повсеместно, и лишь по периферии горного отвода, где трапповый силл выклинивается, он, возможно, утрачивает «автономность». Однако и вне трапповой интрузии в составе свиты, мощность которой достигает 500 м, число водоносных комплексов более двух. В целом же эта часть осадочного чехла изучена весьма слабо. В надтрапповом комплексе с приемлемой достоверностью установлены два факта. Во-первых, здесь развиты почти исключительно хлоридные натриевые воды, минерализация которых с глубиной увеличивается с 5 до 10 г/л. Вне экранирующего влияния траппового слоя гидрогеохимия гидрогеологического разреза изучена эскизно, буквально по двум скважинам. Одна из них (№ 51) на глубине 170 м после проходки мерзлых пород вскрыла хлоридные воды с минерализацией 8 г/л. На северо-восточной окраине месторождения, где траппы отсутствуют, на сопоставимой глубине (210 м) скважиной 21

встречены напорные воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 18 г/л. Различия в минерализации хорошо подтверждают экранирующую роль траппового силла.

О подтрапповом комплексе сведения и вовсе скудны, отличаясь к тому же некоторой относительностью, так как опробование произошло на участке, где траппы не встречены. При углублении скважины 21 до глубины 507 м (примерная отметка подошвы силла), минерализация воды возросла до 195 г/л.

Из краткого «обзора» гидрохимической обстановки применительно к водоносным комплексам вырисовывается вполне обоснованная закономерность, заключающаяся в следующем. Во-первых, для рассматриваемой территории характерна нормальная вертикальная химическая зональность – последовательное по глубине залегание гидрокарбонатного, сульфатного и хлоридного химических типов подземных вод. Во-вторых, широкое развитие получили воды смешанного химического состава. В-третьих, в рассматриваемой части гидрогеологического разреза большое место занимают подзоны солоноватых и слабосоленых вод. Ниже приводится характеристика гидрогеохимической зональности и попытка объяснения ряда ее особенностей.

Гидрогеохимическая зональность

В пространственном размещении гидрогеохимических фаций в верхней части осадочного чехла прослеживается явственная упорядоченность. С глубиной увеличивается минерализация и направленно изменяется химический состав воды. Поэтому представляется возможным выделить три зоны: пресных, солоноватых и соленых вод. Каждой зоне соответствует, как правило, определенный химический состав.

Зона пресных вод состоит из подзон мягких пресных (менее 0,5 г/л) и жестких пресных (0,5–1,0 г/л) вод. Первая размещается на приводораздельных участках притоков р. Чоны. Несмотря на низкую минерализацию, доминируют сульфатно-гидрокарбонатные щелочноземельные воды. «Чистый» гидрокарбонатный тип свойственен только юрскому комплексу. Пресные воды повышенной жесткости имеют аналогичный состав, однако с глубиной происходит довольно быстрое смещение в пользу сульфатов, сопровождаемое ростом минерализации (рис. 2).

Связь между глубиной залегания и минерализацией для области субаэральной разгрузки по существу отсутствует (коэффициент корреляции не превышает 0,02). Для части стока с субаквальной разгрузкой, вскрываемой скважинами, зависимость становится тесной – коэффициент корреляции уже равен $-0,78$.

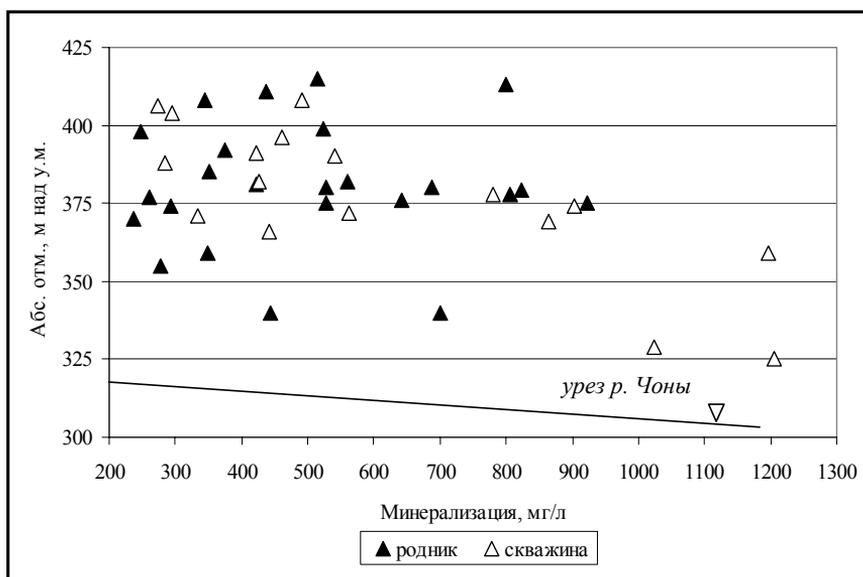


Рис. 2. Высотная стратификация минерализации воды верхоленского комплекса

Пресные воды целиком совмещаются с ЗСВ, подошва которой находится гипсометрически выше уреза р. Чоны. Пространственная совместимость зон подтверждается также тем, что почти весь объем подземного стока контролируется эрозионной сетью притоков р. Чоны. Несмотря на это, в воде верхоленского комплекса содержание растворенного кислорода очень низкое – всего 0,2–0,6 мг/л. Заметим, что на обширных пространствах Ангаро-Ленского артезианского бассейна, где эти породы залегают с поверхности земли, концентрация кислорода в ЗСВ не опускается ниже 3–8 мг/л. Глубокое обескислороживание верхней гидродинамической зоны в конкретном месте невозможно объяснить его расходом при фильтрации воды через юрские угленосные отложения. Даже в том случае, когда зона аэрации сложена этими осадками и ее мощность превышает 130 м, количество кислорода вблизи подошвы зоны немного превышает 2–3 мг/л [6]. Бесспорно, что значительная часть кислорода теряется при окислении органического вещества. Столь же бесспорно поступление не меньшего его количества в загипсованные породы. Но растворение гипса не сопровождается расходом кислорода. Следовательно, параллельно реализуется процесс с большим потреблением кислорода. Присутствующий в породе дисперсно распыленный пирит легко окисляется, о чем свидетельствует высокое содержание (3–5 мг/л) закисного железа. Кроме того, в катионном составе воды доминирует магний – указание на то, что подкисление, сопутствующее окислению сульфидов, стимулирует растворение цемента водовмещающей породы, представленного в основном доломитом. Таким образом, уже в ЗСВ приносимый с инфильтрацией гидрометеоров растворенный кислород почти полностью расходуется на окисление органики и сульфидов.

Участие сульфидов и гипса в формировании химического состава накладывает своеобразный отпечаток на сульфатную «стратификацию». При послойном залегании гипса и отсутствии сульфидной минерализации гидрокарбонатные и сульфатные воды в ЗСВ разделены тонким слоем вод смешанного химического состава. На Верхнечонском месторождении гипс находится преимущественно в виде желваков, гнезд, корочек, стяжений, распределенных в породе случайным образом. Пирит представлен главным образом в виде тонкого распыления и отдельных кристаллов. Специфичность пространственного распределения серосодержащей минерализации нашла свое частичное отражение в повсеместном преобладании вод смешанного химического состава.

Поэтому не случайно оказалась столь размытой связь между глубиной залегания подземных вод, ее минерализацией и содержанием сульфатов (рис. 3). И хотя для родников связь $C_{SO_4} = f(H)$ оказалась теснее, чем $M = f(H)$ – коэффициент корреляции достиг величины 0,2 – все же она статистически мало значима. Для более глубокого стока связь осталась довольно тесной, хотя коэффициент корреляции несколько снизился (до $-0,58$).

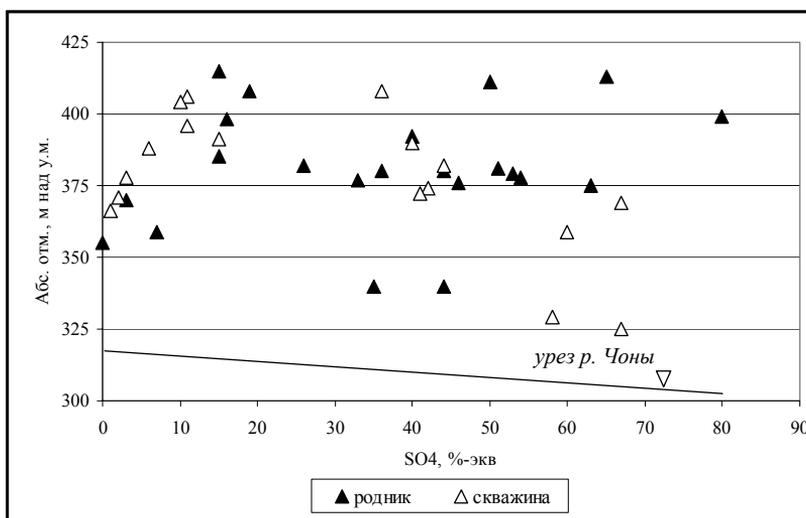


Рис. 3. Стратификация сульфатности воды верхнечонского комплекса

Зона соленых вод практически целиком совмещается с гидродинамической зоной «закрытого» водообмена. Это означает, что соленые воды имеют лишь опосредованную связь с поверхностными водами – через межпластовый водообмен и водовыводящие разломы. Зона по величине минерализации распадается на три подзоны: солоноватые (1–3 г/л), слабо-соленые (3–10 г/л) и сильносоленые (10–35 г/л) воды.

Подзона солоноватых вод на левобережье р. Чоны находится в основном под многометровой толщей ММП и ее мощность едва достигает 25 м.

Минерализация воды тяготеет к верхнему пределу, а ее состав сугубо сульфатный кальциевый. Важной особенностью является присутствие сероводорода в количестве до 10 мг/л. На участках, где ММП отсутствует, мощность подзоны увеличивается до 60–80 м. В этом случае она представлена полным интервалом величин минерализации и постепенным изменением с глубиной химического состава: от сульфатно-гидрокарбонатного до сульфатного (рис. 4).

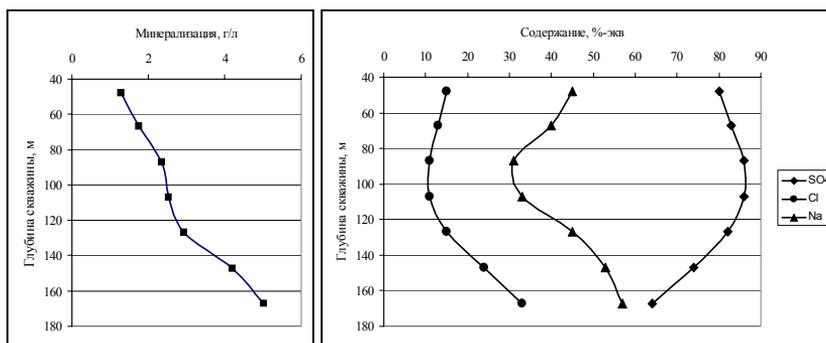


Рис. 4. Изменение с глубиной минерализации и химического состава воды в скважине 44

На правом берегу р. Чоны, где мощность ММП сравнительно невелика и не имеет сплошного распространения, подзона увеличивается до 120 м и наибольшее распространение получают гидрокарбонатно-сульфатные воды, в меньшей степени – сульфатные.

Подзона слабосоленых вод изучена намного слабее, и в основном вблизи верхней границы. На левом берегу р. Чоны она вскрыта рядом гидроскважин, в свое время обслуживавших разведочно-поисковые скважины глубокого бурения (73, 55, 54, 51, 25). Как правило, на этих глубинах встречены воды с минерализацией, не превышающей 5 г/л, хлоридно-сульфатного состава. Нижняя часть подзоны, по всей вероятности, содержит воды исключительно хлоридного типа. Этот вывод основан на анализе результатов дискретного гидрогеохимического каротажа, проведенного в скважине 44 (см. рис. 4). Пробы воды отобраны из выработки с открытым стволом и находящейся в длительном покое. Опробование выполнено сифонным пробоотборником с фиксированных глубин с шагом 20 м. Таким образом, условия тестирования обеспечивают адекватное отражение пластовой обстановки. Полученные эпюры минерализации и содержаний СГ, SO_4^{2-} и Na^+ показывают, что ниже подзоны солоноватых вод происходит устойчивое увеличение вертикальных градиентов. При сохранении тенденции нетрудно определить, на какой глубине минерализация воды достигнет величины 10 г/л. Экстраполяционно 10 г/л находится на глубине 250 м. При этом в химическом составе хлор-иона будет содержаться 90%-экв, сульфатов всего 10%-экв, натрия – 95%-экв. Таким образом, нижняя гра-

нища подзоны на данном участке находится примерно на отметке 80 м, что на 50 м выше кровли трапповой залежи. Относительно высокое положение этой границы объясняется прежде всего отсутствием силла, который выклинивается в 4 км севернее скважины. Вполне допустимо предположить, что в присутствии экранирующего водоупора градиенты окажутся заметно меньшими. Тогда нижняя граница подзоны почти совместится с кровлей долеритового слоя, и ее мощность может достигнуть 200 м.

На правобережье условия формирования подзоны несколько иные: здесь «щадящая» мерзлотная обстановка и на значительной части территории отсутствуют траппы. Наблюдаются два варианта структурной особенности подзоны. Там, где имеются траппы, мощность подзоны мало отличается от левобережья, но при этом наиболее развитой является верхняя ее часть (3–5 г/л). На остальной площади происходит частичная деградация подзоны, так что ее мощность снижается до 100 м. Кроме того, рассматриваемая часть гидрогеохимического разреза занимает более высокое гипсометрическое положение. Веское свидетельство представляет ранее упомянутая скв. 21, расположенная в северо-восточном углу горного отвода, в днище долины р. Моши. При глубине выработки 210 м в кровле ангарской свиты (абс. отм. 125 м над у. м.) вскрыты самоизливающиеся хлоридные натриевые воды с минерализацией 18 г/л. Поскольку подобные воды встречены на 100 м выше кровли пластовой интрузии, то граница раздела между слабосолеными и сильносолеными водами должна находиться где-то вблизи отметки 200 м, т. е. на глубине около 140 м. Иными словами, суммарная мощность двух верхних подзон не превышает 130 м, что на 70–80 м меньше, чем в юго-восточном секторе горного отвода.

Подзона сильносоленых вод существует, как показано выше, в основном вне границ распространения траппов. Ее мощность, если судить по результатам опробования скв. 21, невелика, и ее можно оценить интерполяционно. При глубине скважины 507 м минерализация воды достигла 195 г/л без изменения химического состава, что соответствует величине вертикального градиента 0,6 г/м. Как видим, градиент рассматриваемого интервала весьма близок таковому, определенному по скв. 44 для подзоны слабосоленых вод (0,5 г/м). Исходя из приведенных данных можно сделать вывод о примерной устойчивости градиентов минерализации во всем предлагаемым диапазонам глубин. В этом случае нижняя граница подзоны сильносоленых вод находится на отметке +150 м или на глубине около 180 м. На левобережье р. Чоны на этой отметке находится изогалина 5 г/л. Мощность подзоны расчетно близка 40 м. Поэтому можно ожидать, что в подошве траппового силла залегают уже рассолы с минерализацией не менее 50 г/л.

Помимо послонно-латеральной гидрогеохимической зональности на месторождении выявлен азональный узколинейный участок, приуроченный к крутопадающему водовыводящему разлому в днище долины р. Чоны. Водовыводящий разлом на значительном протяжении сопряжен с руслом реки и довольно явственно трассируется по цепочке субаэральных и субаквальных водопроявлений – родникам и пластовым выходам. Строе-

ние разлома не изучено, но благодаря наблюдаемому разнообразию водопроявлений по величине минерализации и химическому составу (табл. 4), можно считать его неоднородным по водовыводящей активности, хотя глубина его заложения вряд ли различна, по крайней мере, в пределах горного отвода. В табл. 4 родники размещены последовательно вниз по течению р. Чоны и тяготеют к ее правобережному урезу.

По величине минерализации и химическому составу все они представляют в основном подзону соленоватых вод, слегка разбавленных пресными либо слабосолеными водами. На преимущественное дренирование средней подзоны соленых вод свидетельствуют в первую очередь довольно низкие величины окислительно-восстановительного потенциала и высокое содержание сероводорода. Участие в стоке подтрапповых вод проявляется в весомом содержании водорастворенного гелия, которое в надтрапповом комплексе значительно меньше. Так, в пробе, отобранной в скв. 44 с глубины 194 м, гелия содержалось всего 15 фонов, хотя выработка находится вне экраняющего влияния пластовой интрузии.

Преимущественное участие в стоке средней подзоны соленых вод становится особенно наглядным, если обратиться к солевому выражению химического состава трещинно-жильных вод. В этом случае надежным индикатором можно считать мирабилитовый компонент, увеличивающийся по мере роста минерализации до 20 %. Примерно то же самое свойственно и для галитового компонента, имеющего аналогичную тенденцию (табл. 5).

Таблица 4

Минерализация и химический состав источников разломной зоны
(опробование 1994 г.)

Родник	pH Eh, мВ	Компоненты состава, мг / л							Минерализация, г/л
		He, NH ₄ ⁺	Na ⁺ K ⁺	Ca ²⁺ Mg ²⁺	Fe ²⁺ Sr ²⁺	HCO ₃ ²⁻ SO ₄ ²⁻	Cl ⁻ F ⁻	H ₂ S CO ₂	
025 7	<u>8,0</u> -140	<u>109</u> 10,0	<u>8,4</u> 2,0	<u>122</u> 94	<u>4,5</u> 4,6	<u>305</u> 440	<u>3,6</u> 0,25	<u>22,5</u> 88	0,97
025 8	<u>7,10</u> -151	<u>133</u> 11,5	<u>2189</u> 66	<u>103</u> 2 107	<u>2,8</u> 12,0	<u>177</u> 1445	<u>4379</u> 0,15	<u>17,6</u> 59	9,41
026 0	<u>7,90</u> +165	<u>5,2</u> 0,3	<u>7,0</u> 1,60	<u>154</u> 76,6	<u>3,2</u> 2,92	<u>244</u> 528	<u>3,55</u> 0,10	<u>9,21</u> 56	1,08
026 1	<u>7,25</u> +56	<u>58</u> 2,8	<u>395</u> 7,25	<u>451</u> 176	<u>5,1</u> 7,08	<u>122</u> 1986	<u>390</u> 1,2	<u>11,6</u> 71	3,55
026 2	<u>7,55</u> +216	<u>14</u> 3,2	<u>88,2</u> 1,0	<u>108</u> 51,1	<u>1,4</u> 1,67	<u>232</u> 372	<u>85,1</u> 1,0	<u>0,95</u> 38	0,95
026 2 ^a	<u>7,16</u> +23	<u>31</u> 3,8	<u>193</u> 2,4	<u>260</u> 134	<u>3,0</u> 4,4	<u>76</u> 1225	<u>162</u> 0,45	<u>4,25</u> 64	2,06
026 3	<u>7,15</u> -68	<u>80</u> 6,2	<u>261</u> 5,0	<u>481</u> 280	<u>0,3</u> 8,8	<u>195</u> 2303	<u>319</u> 1,7	<u>15,0</u> 46	3,96

Таблица 5

Солевой состав подземных вод восходящей разгрузки в разломной зоне

Родник	Минерализация, г/л	Гипотетические соли, %				
		NaCl	Na ₂ SO ₄	CaSO ₄	Ca, Mg(HCO ₃) ₂	CaCl ₂
0262	0,95	17,5	10,2	44,6	27,7	0,0
0257	0,97	0,7	1,9	63,2	34,1	0,0
0260	1,08	0,7	1,4	69,5	28,4	0,0
3077	1,53	19,2	10,5	53,6	6,7	0,0
3179	1,69	13,7	16,9	63,5	5,9	0,0
2071/1	1,85	8,7	0,0	71,5	14,4	5,4
0260a	2,06	14,7	12,1	69,4	3,8	0,0
0261	3,55	11,4	20,2	64,7	3,7	0,0
0263	3,96	14,8	3,8	76,1	5,3	0,0
0258	9,41	61,0	0,0	19,0	2,0	18,0

Таким образом, аazonальный участок уходит на глубину до 150–180 м, а долевое участие в стоке всех дренируемых разломом водоносных комплексов происходит пропорционально их водообильности и фильтрационной эпюре самого разлома. В этой связи вполне объяснимы отклонения от общей зависимости химического состава от минерализации, когда, например, при солености 1 г/л (родник 0262) галитный компонент оказался максимальным, а гипсовый – минимальным. Подобного рода отклонения присущи и более высокому уровню минерализации (родник 0263), при котором мирабилитовый компонент почти не проявляется.

Водовыводящая активность разлома из подтрапповой части гидрогеологического разреза проявляется слабо и ее можно проследить в основном только по высокому содержанию водорастворенного гелия. И лишь на участке сопряжения водовыводящего разлома с Чона-Муйской антиклиналью, ограниченной двумя водопроводящими разломами по обе стороны шарнира, в сток вовлечены, по всей видимости, подземные воды всего осадочного чехла. На месте пересечения тектонических структур, находящемся на южной окраине месторождения, происходит масштабная, по местным меркам, субаэральная и субаквальная разгрузка. Первая из них имеет минерализацию 9,4 г/л (родник 0258) и сульфатно-хлоридный состав. На долю хлоридов приходится 80 %. Основная разгрузка происходит субаквально, что следует из водно-солевого баланса р. Чоны в границах горного отвода: подземная приточность в русло реки, равная 0,43 м³/с, на 75 % продуцируется в разломном узле. Здесь же образуется почти весь объем приращения хлоридов в речном стоке. Разумеется, ни величина минерализации, ни преобладание хлоридов сами по себе не могут свидетельствовать о стоке из подзоны сильносоленых вод. Несколько важных обстоятельств, указывающих на участие в разгрузке рассолов с минерализацией до 400–500 г/л, все же имеются. Во-первых, следует отметить своеобразие хлоридного компонента, избыточного относительно натрия. Следовательно, часть хлора (18 %) связана со щелочноземельным элементом. Поскольку хлоридные магниевые рассолы не обнаружены, то появление CaCl₂ сви-

детельствует об участии в стоке рассолов хлоридного кальциево-натриевого состава. Рассолы с минерализацией 150–200 г/л и хлоридного натриевого состава залегают в непосредственной близости от подошвы траппов, т. е. на уровне, с которого ангарская свита сильно засолена. С увеличением глубины до 900–950 м происходит относительно равномерное нарастание солености до 300–350 г/л без заметного изменения состава. При дальнейшем углублении, вплоть до кристаллического фундамента, минерализация увеличивается до 500 мг/л. При этом в катионной группе состава постепенно возрастает доля кальция, достигая 60 % [1]. Рост минерализации сопровождается непропорционально высокой концентрацией калия и аммония, что наблюдается также в источнике 0258. Такова в кратком изложении гидрогеохимическая зональность надтрапповой части осадочного чехла Непского свода. Ее основные особенности заключаются, во-первых, в большой (200–300 м) суммарной мощности зоны пресных и двух верхних подзон соленых вод. Во-вторых, широким распространением вод смешанного химического состава. Первая особенность обусловлена экранирующим влиянием пластовой интрузии, препятствующей межпластовому восходящему водообмену с рассольной частью разреза почти на всей площади лицензионного отвода (рис. 5).

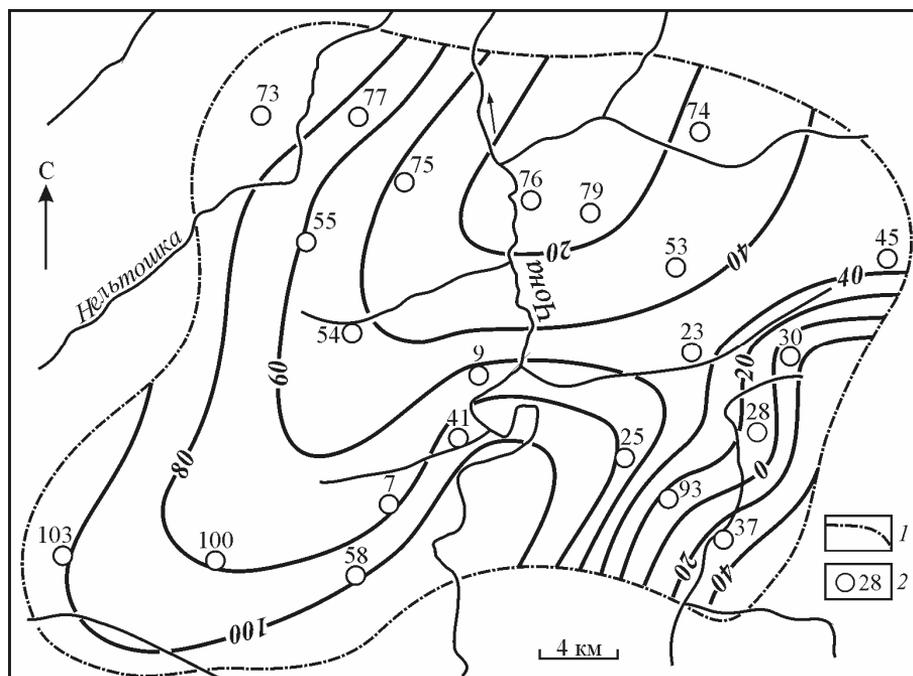


Рис. 5. Стратоизогипсы кровли траппового силла в отложениях ангарской свиты нижнего кембрия:

1 – граница траппового силла; 2 – скважина, вскрывшая траппы, цифра – номер по первоисточнику

Сплошность водоупорного экрана нарушена лишь в Чонском разломе, где скважиной 9 пройден интервал интенсивного дробления траппов. Этим, в частности, объясняется появление на малой глубине хлоридных натриевых вод с минерализацией 8 г/л, вскрытых скважиной 51. Из этого факта можно сделать вывод о существовании под днищем долины р. Чоны гидрогеохимического купола. Вне этого геоморфологического элемента гидрогеохимические границы квазигоризонтальны, что обеспечивается непроницаемостью 110–130-метровой толщи долеритов, несмотря на то, что избыточный напор над кровлей подтраппового комплекса превышает пьезометрические поверхности трех верхних комплексов на 30–40 м. При аналогичном типе геологического разреза, но при отсутствии экранирующего слоя, суммарная мощность перечисленных составляющих гидрогеохимической зональности не превышает 100–150 м.

Воды смешанного химического состава развиты повсеместно. На правобережье р. Чоны на их долю приходится почти целиком зона пресных и две верхние подзоны соленых вод. Как правило, расщепление чистого химического типа происходит по анионной группе, в результате чего образуются воды с преобладанием карбонатов, сульфатов и хлоридов. При выделении подтипов минимальный классификационный уровень принят равным 20%-экв. На левобережье, где ММП повышенной мощности занимает значительную площадь, смешанные воды присутствуют лишь в виде хлоридно-сульфатных растворов. Нетрудно видеть, что анионы, участвующие в смешении, поступают из водовмещающей породы автохтонно. Однако смешение происходит и по катионному составу, в результате чего появляются содовые и мирабилитовые компоненты. Реликты содовых вод в юрских отложениях и мирабилитовых в верхоленской свите не обусловлены водорастворимой частью вмещающих пород. Чистый подтип содовых вод имеет обширный ареал в Ангаро-Ленском артезианском бассейне, приурочиваясь в основном к пресноводным угленосным отложениям юры. Установлено [5], что их формирование связано с обменным комплексом морского типа, который был приобретен породой в процессе тектонического опускания территории. К началу подъема гидрогеохимический разрез был однозональным по составу – хлоридным натриевым. Замена обменного комплекса континентального типа на морской при неотектоническом движении (формирование Непского свода) вызвала дифференциацию гидродинамической обстановки и возникновение ЗСВ. Появление гидрокарбонатных и сульфатных щелочноземельных вод привело не только к поршневому вытеснению хлоридов, но и к обратимой десорбции [3] и образованию содовых и мирабилитовых вод, реликты которых обнаруживаются и поныне. В районах не столь активной тектонической динамики в гидрогеохимическом разрезе содовые и мирабилитовые воды присутствуют в качестве самостоятельных зон довольно большой мощности [4]. Следует указать на одно важное обстоятельство: содообразование ассоциируется почти исключительно с пресноводными терригенными отложениями, мирабилитовые воды – с загипсованными терригенными породами. В карбонатных

породах они, если и присутствуют, то только в условиях межпластового или межбассейнового водообмена. Именно в результате нисходящего водообмена мирабилитовый компонент оказался в литвинцевском водоносном комплексе. Для перетока из верхоленского комплекса и поныне существует гидрогеодинамическая предпосылка: разница в отметках пьезоповерхностей двух смежных комплексов образует достаточный градиент напора. Таким образом, в условиях ненарушенного режима подземного стока между гидрогеодинамической и гидрогеохимической зональностями существует сложная зависимость, характер которой определяется динамикой тектонического процесса.

Заключение

Большой по объему и длительный по времени водоотбор неизбежно приведет к существенной перестройке гидрогеодинамического поля на участке территории, попадающей под сильное влияние водозабора, эксплуатирующего ресурсы верхоленского водоносного комплекса. Эксплуатация литвинцевского комплекса вряд ли возможна из-за низкой водообильности и несоответствия (по сероводороду) требованиям регламентирующего документа [2]. Масштаб перестройки гидрогеодинамической обстановки прямо зависит от глубины и площади депрессионной воронки. При групповой двухмесячной откачке из пяти скважин и суммарном дебите 30 л/с снижение уровня воды произошло на расстоянии 3,6 км от центра воронки. Таков «радиус» депрессионной воронки. И это произошло всего лишь при отборе 7 % предусмотренного на перспективу водопотребления. Определить параметры депрессии при водоотборе, запланированном на отдаленную перспективу, дело ненадежное из-за исходной точки экстраполяции. Единственно, о чем можно утверждать с уверенностью, это неизбежная инверсия межпластового водообмена. При снижении пьезометрической поверхности верхоленского водоносного комплекса до отметок, меньших пьезоповерхности литвинцевского комплекса, начнется интенсивное восходящее движение минерализованных и, что особенно важно, насыщенных сероводородом вод. Таким образом, произойдет дальнейшее отклонение от требования к качеству воды для заводнения нефтяных пластов. Подобного рода несоответствие по растворенному кислороду (превышение в 8–10 раз) и сероводороду (0,34 мг/л вместо нулевого значения) имело место уже при вышеупомянутой групповой откачке. Выполнить прогноз изменения гидрогеохимической обстановки приемлемой достоверности на основе имеющегося материала невозможно из-за его структурной неполноценности и невысокой достоверности гидрогеохимического опробования. Чтобы прогноз оказался действенным, необходимы исследования по специальной программе, содержащей раздел научно-методического сопровождения.

Список литературы

1. Непско-Ботуобинская антеклиза – новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР / А. С. Анциферов [и др.]. – Новосибирск : Наука, 1986. – 246 с.
2. ОСТ 39–225–88. Вода для заводнения нефтяных пластов. Требования к качеству. Введ. 1990–07–01.
3. Пиннекер Е. В. Техногенные изменения гидрогеохимической обстановки в Ангаро-Ленском артезианском бассейне / Е. В. Пиннекер, Б. М. Шенькман // Геоэкология. – 1995. – № 1. – С. 111–122.
5. Усть-Илимское водохранилище. Подземные воды и инженерная геология территории / отв. ред. М. М. Одинцов. – Новосибирск : Наука, 1975. – 209 с.
4. Шенькман Б. М. Эволюция гидрогеохимической зональности на юге Сибирской платформы под влиянием неотектонических движений / Б. М. Шенькман Е. В. Пиннекер // Проблемы региональной гидрогеологии. Седьмые Толстихинские чтения : материалы науч.-метод. конф. Санкт-Петербург, 11–12 ноября 1998 г. – СПб. : СПГГИ, 1998. – С. 36–43.
6. Шенькман Б. М. Железо и марганец в пресных подземных водах Иркутска / Б. М. Шенькман, П. А. Шолохов, И. Б. Шенькман // Вестн. ИрГТУ. – 2011. – № 8. – С. 76–83.

The groundwater chemistry of Verkhnechonskoye oil-gas-condensate deposit (VCHOGCD)

B. M. Shenkman

Annotation. The geochemical estimation of upper above-trap part of sedimentary cover groundwater has been carried out. Zonal subdivisions of the section have been taking into account the mineralization and chemical composition. The fresh and brackish groundwaters were subject of special attention. The dominant part of the water with mixed chemical composition is revealed. The shielding effect of section elements – permafrost and intrusion sheet of traps – on the hydrogeochemical zoning formation have been shown. The possible changes in hydrogeochemical situation due to the technogenic impact – large-scale and long-term water consumption from free water exchange zone are discussed.

Key words: hydrogeochemical zonality, the formation of groundwater composition, fresh groundwater zone

Шенькман Борис Михайлович
кандидат геолого-минералогических наук
Институт земной коры СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128
старший научный сотрудник
тел.: (3952) 42–27–77

Shenkman Boris Michailovich
Ph. D in Geology and Mineralogy
Institute of the Earth's crust SB RAS
128, Lermontov st., Irkutsk, 664033
senior research scientist
tel.: (3952) 42–27–77