

УДК 556.314

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПИТЬЕВЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

И.С. Иванова, О.Е. Лепокурова

Томский политехнический университет

E-mail: IvanovaIS@igng.tsc.ru

Приведены результаты изучения химического состава питьевых подземных вод Томской области. Исследована вертикальная зональность в распределении железа с глубиной. Показано, что максимальное содержание железа приурочено к глубинам 40...120 м, а именно к водам палеогеновых отложений.

Ключевые слова:

Подземные воды, железо, Томская область, система вода-порода, окислительно-восстановительная среда.

Key words:

Ground water, iron, Tomsk region, the system water-rock.

Территория Томской области входит в состав юго-восточной части Западно-Сибирского артезианского бассейна, характеризующегося огромными ресурсами подземных вод, использование которых затруднено из-за высокой насыщенности железом [1]. С.Р. Крайнов с соавторами [2] называют такие воды железосодержащими, в отличие от железистых минеральных, и относят их к бескислородно-бессульфидным напорным водам артезианских бассейнов. Такие воды формируются в верхних горизонтах многих артезианских бассейнов, а также в корях выветривания и зонах тектонических нарушений в массивах кристаллических пород. Эти воды имеют максимальное (несколько десятков мг/л) содержание железа среди подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. В связи с этим назрела проблема изучения распространённости и условий накопления железа в подземных водах активного водообмена.

Район исследований

Район исследований представляет равнинную сильно заболоченную территорию, сложенную сверху неоген четвертичными отложениями мощностью до 350 м. Самый верх разреза этих отложений на большей части территории представлен слоями торфа мощностью до 6...8 м. Ниже неоген-четвертичных отложений залегают песчано-глинистые осадки палеогена мощностью 200...400 м, подстилаемые, в свою очередь, отложениями верхнего мела мощностью до 600 м. В пределах этой толщи развиты два водоносных комплекса: эоцен-четвертичный и эоцен-верхнемеловой, разделённые на большей части территории мощным водоупором, представленным эоценовыми глинами. Каждый водоносный комплекс делится на несколько горизонтов. Все, кроме первого водоносного горизонта, содержат напорные воды [3].

Фактический материал

В 2009 г. были организованы и проведены экспедиционные работы на территории Томской области: отобраны 53 пробы подземных вод из раз-

личных источников хозяйственно-питьевого водоснабжения (рис. 1). В каждой точке гидрогеохимического опробования определены параметры среды Eh, pH, температура, ионы Fe^{2+} и Fe^{3+} . Макрокомпонентный и микрокомпонентный составы воды исследовались в Проблемной научно-исследовательской гидрогеохимической лаборатории (ТПУ), зарегистрированной в Системе аналитических лабораторий Госстандарта России. Изучение термодинамических равновесий в системе вода-порода проходило при помощи программного комплекса HydroGeo, подготовленного М.Б. Букаты [4] и сертифицированного в Росатомнадзоре.

Химический состав подземных вод

Химический состав некоторых проб подземных вод представлен в таблице. Это воды в основном палеогеновых (около 70 %), редко неоген-четвертичных (верхний горизонт) и верхнемеловых отложений (нижний горизонт). Глубина отбора от 11 до 200 м.

Подземные воды неоген-четвертичных отложений. По основным физико-химическим свойствам они являются пресными, гидрокарбонатными, преимущественно кальциевыми или кальциево-магниевыми, около нейтральными (6,7...7,1). Величина общей жесткости невелика 1,5...5,0 мг-экв/л, как и общая минерализация 0,18...0,39 г/л. Ионы SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ и K^+ имеют сугубо подчиненное значение в составе солей. Воды содержат повышенные концентрации органического вещества (3,0...6,0 мгО/л), железа (4,0...10,0 мг/л) и марганца (до 1,0 мг/л), в связи с чем не всегда пригодны для питьевого водоснабжения.

Подземные воды палеогеновых отложений залегают в песчано-гравийных с прослоями глин, суглинков и лигнитов отложениях *новомихайловской* (P_{nm}), *юрковской* (P_{jkr}) и *кусковской* (P_{ksc}) свит плиоцен-олигоценного возраста. Они являются пресными (минерализация от 0,3 до 0,9 г/л), нейтральными и слабощелочными (pH 6,8...8,1), жесткими (4,0...8,5 мг-экв/л), гидрокарбонатными кальциево-магниевыми, в некоторых случаях —

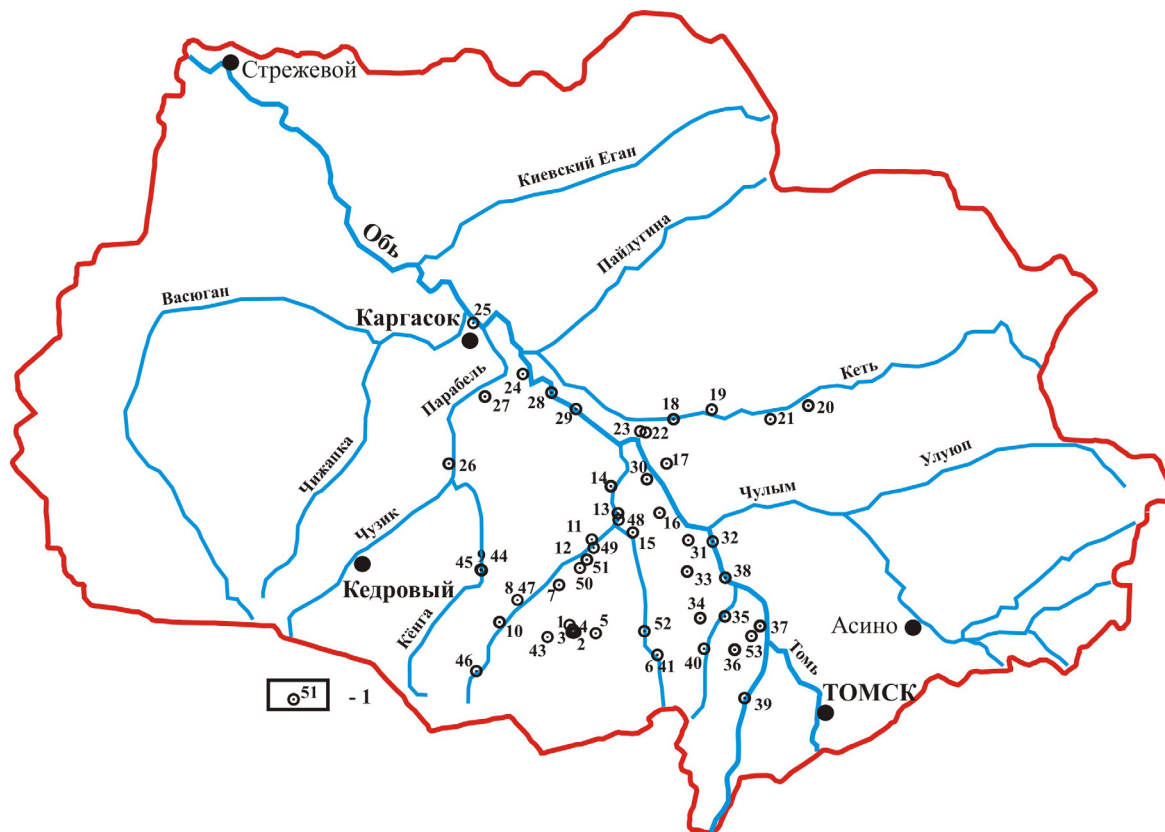


Рис. 1. Схема отбора проб на территории Томской области: цифрами обозначены номера проб

кальциево-натриевыми. Эти воды также сильно обогащены железом (от 0,2 до 13,0 мг/л), хотя его средние концентрации почти в два раза меньше (4,7 мг/л), чем в водах неоген-четвертичных отложений (8,2 мг/л). То же самое характерно и для перманганатной окисляемости, содержание которой колеблется от 0,56 до 9,68 мгО/л. Характерно также повышенное содержание ионов Mn (до 2,0 мг/л). В г. Томске и Томской области для питьевого водоснабжения в основном используют воды данного горизонта.

Подземные воды верхнемеловых отложений приурочены к песчано-глинистым образованиям сымской (K_{2sm}) и симоновской (K_{1-2smn}) свит. В кровле этого водоносного пласта на значительной части территории залегают глины люлинворской свиты морского происхождения, а в подошве пласта — морские глины покурской и ипатовской свит. Воды либо пресные, но уже с более повышенной минерализацией, либо слабосоленые (от 0,4 до 2,7 г/л, в среднем 1,0), отличаются несколько повышенной щелочностью (рН 6,8...8,6) и пониженной относительно вод палеогеновых отложений жесткостью (5,0 мг-экв/л). По составу гидрокарбонатными кальциево-натриевыми или натриевыми (содовыми), встречается даже проба воды хлоридная натриевая (скважина у д. Кенга). Ион хлора в повышенных содержаниях присутствует

практически во всех пробах. Содержание колеблется от 2,0 до 1270,0 мг/л, в среднем составляет 180,0 мг/л. Иногда в повышенных концентрациях встречается сульфат-ион до 11,0 мг/л. Содержание ионов Fe в водах наоборот уменьшается до 2,1 мг/л в среднем, но в целом все еще высокое. Уменьшается также примерно в 1,5...2 раза содержание Si.

Обсуждение результатов

Таким образом, практически все подземные воды региона содержат повышенные и высокие концентрации ионов Fe до 13,0 мг/л, а по некоторым данным до 30...40 мг/л. Выявлена тенденция в вертикальном распределении ионов железа: максимальное количества железа характерно для вод неоген-четвертичных и палеогеновых отложений. Как видно из рис. 2, наибольшая концентрация приурочена к глубинам 40...120 м. В выше- и нижезалегающих горизонтах содержание железа меньше. Причину этого рассмотрим ниже.

Железо в подземных водах представлено в основном двухвалентной формой Fe^{2+} (90...95 %) и эта форма является основной миграционной формой ионов железа в рассматриваемых водах (рис. 3 и 4). Рис. 3 показывает соотношение основных форм миграции железа в пресных водах, не содержащих большого количества комплексобразователей. Однако воды, судя по значению

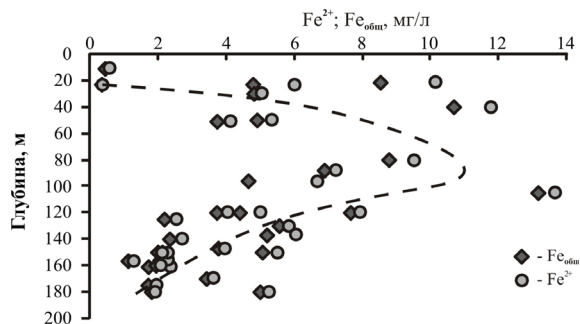
Таблица. Характеристики и химический состав железосодержащих вод юга Западной Сибири

Номер пробы	Глубина, м	Температура, °С	Eh мВ	pH	Σ^*	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	$\text{Fe}_{\text{общ}}$	Fe^{2+}	Si	Mn	ПО**
мг/л																	
мг О/л																	
Неоген-четвертичный водоносный комплекс																	
17	–	5,4	–47	7,1	367	281,0	<2,0	0,62	62,0	12,2	10,5	1,1	5,3	5,0	14,03	0,11	3,44
18	–	4,1	–31	7,1	393	293,0	<2,0	0,84	76,0	13,4	9,0	1,0	7,3	7,0	12,47	0,18	2,72
19	–	5,9	–32	6,7	228	171,0	4,2	1,01	20,0	8,5	22,0	1,2	10,3	10,0	1,62	0,18	3,76
20	80	5,1	–6	6,8	286	220,0	2,2	0,50	46,0	8,5	8,0	0,9	6,5	6,0	14,95	0,22	5,76
21	–	3,8	14	7,0	185	134,0	7,8	0,78	32,0	6,1	4,0	0,8	6,3	6,0	15,23	0,88	4,72
Палеогеновый водоносный комплекс																	
2	51	5,4	–10	7,3	527	403,0	2,6	0,56	94,0	15,9	9,5	1,2	3,3	3,0	8,10	0,49	2,08
12	21	6,0	–76	6,9	675	512,0	3,2	6,22	126,0	20,7	6,0	1,3	9,5	8,0	8,83	0,19	4,32
14	11	5,5	6	7,4	613	366,0	31,6	49,70	134,0	6,1	24,0	1,4	1,3	1,0	3,75	0,81	0,56
16	88	4,0	–63	7,3	664	500,0	3,0	0,56	124,0	25,6	9,5	0,9	6,3	6,0	9,11	0,38	4,00
25	150	5,5	–37	6,8	532	403,0	3,0	1,01	96,0	15,9	11,0	1,6	6,5	6,0	14,49	0,87	5,60
26	96	5,7	–41	6,9	469	305,0	<2,0	43,67	66,0	14,6	38,0	1,6	10,0	7,0	13,52	0,16	3,12
29	105	5,6	–11	6,8	703	458,0	6,1	70,00	142,0	17,1	8,5	1,8	8,3	8,0	9,66	1,40	3,60
31	120	6,3	–17	7,1	689	525,0	3,0	1,62	120,0	28,1	10,0	1,0	6,5	6,0	11,04	0,72	4,40
32	170	5,5	–36	7,0	557	427,0	<2,0	1,96	98,0	19,5	9,5	1,4	5,3	5,0	11,36	0,11	1,92
33	125	6,1	29	7,0	566	427,0	<2,0	1,01	92,0	28,1	16,0	1,6	5,8	5,0	12,79	0,81	6,80
35	130	5,7	–41	7,0	643	488,0	<2,0	1,57	112,0	28,1	11,5	1,4	4,3	4,0	10,21	0,26	3,68
36	–	5,7	–11	7,3	601	464,0	<2,0	0,62	98,0	26,8	10,5	0,9	5,4	5,0	10,49	0,22	9,68
37	30	4,6	37	7,2	544	415,0	<2,0	0,73	108,0	12,2	6,3	1,4	6,3	6,0	7,27	0,21	9,04
38	180	5,7	–32	7,1	643	488,0	<2,0	3,08	108,0	28,0	14,5	1,4	6,3	6,0	9,66	0,25	9,44
Верхнемеловой водоносный комплекс																	
1	161	7,0	–46	7,2	886	634,0	11,3	22,37	116,0	35,4	65,0	2,2	1,1	0,8	10,84	0,10	3,84
3	–	10,0	–150	8,6	726	390,0	9,7	59,30	2,0	2,4	225,0	1,4	4,3	4,0	3,96	–	1,00
6	156	6,1	–37	7,2	1062	744,0	2,4	51,12	126,0	40,3	95,0	2,7	2,2	2,0	10,12	0,13	3,68
9	23	4,0	–98	7,5	410	305,0	2,1	1,79	82,0	11,0	7,5	0,9	7,5	6,0	8,33	0,42	2,80
11	130	5,5	–45	7,0	871	525,0	2,2	115,40	126,0	24,4	76,0	2,1	6,3	6,0	13,89	0,65	4,48
23	1820	27,7	–165	8,4	836	488,0	<2,0	74,55	2,4	1,0	245,0	0,6	5,0	4,0	6,16	14,00	1,00
41	156	8,0	–36	6,9	1117	817,4	0,1	12,80	138,0	31,7	95,0	2,5	0,8	0,7	12,00	–	–
43	–	10,9	–78	8,2	594	378,2	6,0	23,40	4,0	1,2	170,0	1,0	0,3	0,2	6,20	–	–
44	23	11,0	–78	8,1	2652	402,0	0,1	1266,60	46,0	20,7	900,0	6,0	0,1	0,1	7,50	–	–

*Общая минерализация.

**Перманганатная окисляемость.

перманганатной окисляемости (до 10,0 мгО/л), достаточно обогащены органическим веществом, следовательно, возможно образуют органоминеральные комплексы железа $\text{Fe}(\text{фульвокислоты})^{3-2n}$. Зависимость распределения иона Fe^{2+} и железа общего от органических соединений показано на рис. 5.

**Рис. 2.** Распределение ионов железа в подземных водах с глубиной

Таким образом, контролирующими показателями для накопления ионов железа в подземных водах являются pH, Eh, органическое вещество и некоторые минеральные формы железа, образующиеся из воды и, следовательно, связывающие ионы железа. Вначале инфильтрирующаяся по горным породам вода насыщается ионами Fe^{3+} , которые практически сразу осаждаются в виде $\text{Fe}(\text{OH})_3$ благодаря исключительно низкой растворимости. То есть гидроксид железа выступает барьером на пути накопления иона Fe^{3+} . Затем, фильтруясь глубже, вода попадает в область низких положительных или отрицательных (в данном случае от –150 до +193 мВ) значений Eh, т. е. в глеевую геохимическую обстановку. Переходная глеевая среда оказывается наиболее благоприятной для накопления ионов Fe^{2+} в растворе, в восстановительной сероводородной среде они бы выпадали в виде труднорастворимых сульфидов. В нашем случае, формируется благоприятная для накопления ионов Fe^{2+} в растворе геохимическая обстановка на глубинах 40...120 м, т. е. в водах неоген-четвертичных и палеогеновых отложений.

Барьером для более активного накопления ионов Fe^{2+} глубже по разрезу выступает сидерит FeCO_3 , с которым, как показали расчеты (см. также рис. 6, б), равновесие достигается уже при содержании первых мг/л Fe^{2+} . 95 % проб вод пересыщены ионами Fe^{2+} относительно сидерита. Кроме ионов железа из раствора уходит кальций, который связывается кальцитом (рис. 6, а). Поэтому далее по разрезу появляются содовые воды, обедненные кальцием и железом [1].

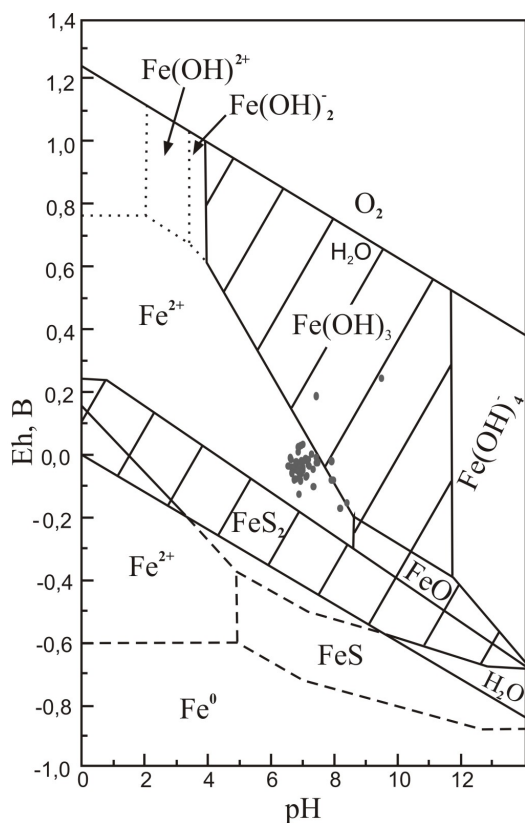


Рис. 3. Соотношение форм миграции ионов Fe при 25 °C [1, 5]. Заштриховано поле минеральных форм железа

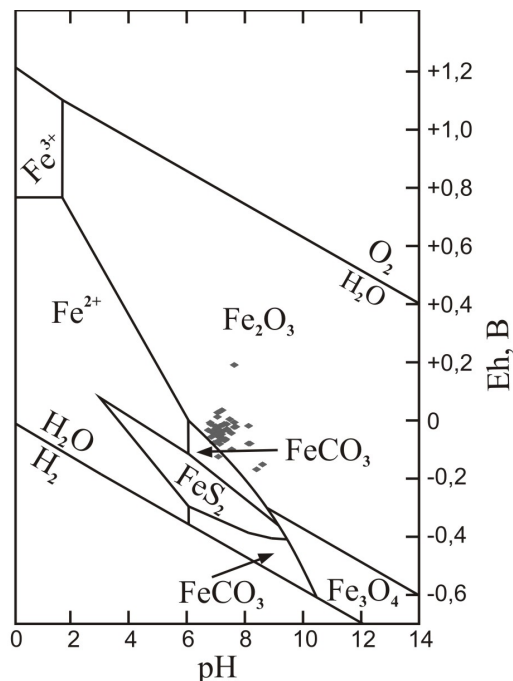


Рис. 4. Соотношение устойчивости минералов и растворенных форм Fe в воде при 25 °C и $\Sigma=10^{-6}$ мол/л [1]

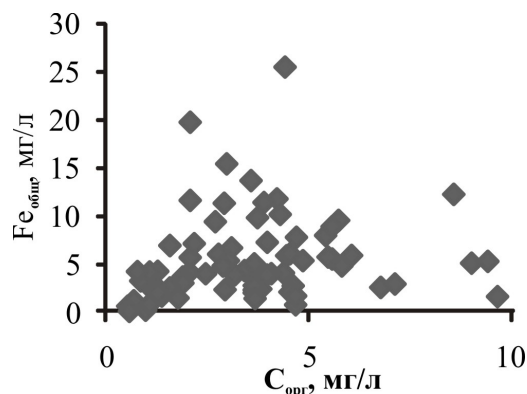


Рис. 5. Зависимость распределения $\text{Fe}_{\text{общ}}$ от количества органических соединений $\text{C}_{\text{орг}}$

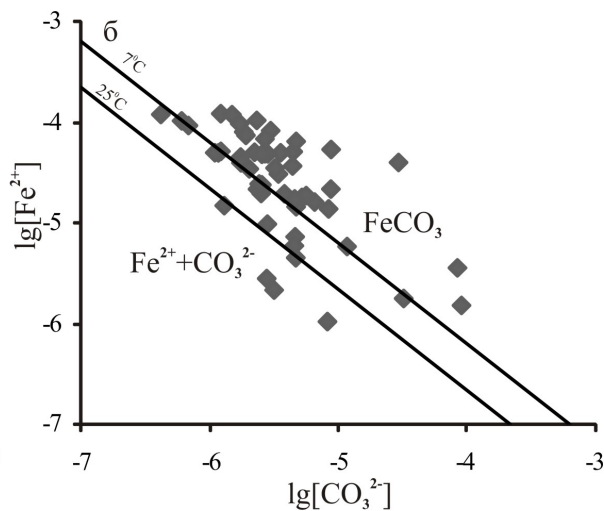
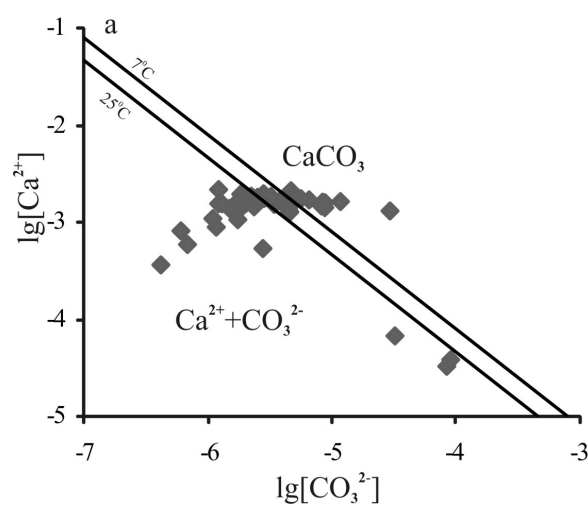


Рис. 6. Равновесие подземных вод с: а) кальцитом и б) сидеритом при пластовой и стандартной температурах

Выводы

Исследуемые питьевые подземные воды Томской области, включающие воды неоген-четвертичных, палеогеновых и верхнемеловых отложений, практически повсеместно содержат повышенные и высокие концентрации ионов Fe. Это пресные воды, по составу гидрокарбонатные кальциевые, обогащенные железом, марганцем, органическим веществом и обедненные свободным O_2 . Железо в основном мигрирует в форме иона Fe^{2+} и органоминеральных комплексах $Fe(ФК)^{3-2n}_n$. Макси-

мальное количество железа характерно для первых двух водоносных комплексов, примерно на глубинах 40...120 м. Здесь формируется благоприятная глеевая геохимическая обстановка (Eh от –150 до +193 мВ). Выше по горизонту ионы железа не могут накапливаться в водах, поскольку образуется малорастворимый $Fe(OH)_3$, ниже – барьером выступает сидерит $FeCO_3$. Отсюда специфическая вертикальная зональность в распределении соединений железа с глубиной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А. и др. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода. Т. 2. Система вода-порода в зоне гипергенеза. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. – 389 с.
2. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. – М.: Наука, 2004. – 677 с.
3. Гидрогеология СССР. Том XVI. Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области). – М.: Недра, 1970. – 368 с.
4. Букаты М.Б. Разработка программного обеспечения для решения гидрогеологических задач // Известия Томского политехнического университета. – 2002. – Т. 305. – № 6. – С. 348–365.
5. Ермашова Н.А. Геохимия подземных вод зоны активного водообмена Томской области в связи с решением вопросов водоснабжения и охраны: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Томск, 1998. – 44 с.

Поступила 10.12.2010 г.