

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

УДК 556.3+553.7

ГИДРОГЕОЛОГИЯ ЕРУНАКОВСКОГО РАЙОНА КУЗБАССА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ  
ОБРАЗОВАНИЯ РЕСУРСОВ И ДОБЫЧИ УГОЛЬНОГО МЕТАНА

С.Л. Шварцев, В.Т. Хрюкин\*, Е.В. Домрочева, К.И. Кузеванов\*\*,  
Н.М. Рассказов, Т.С. Попова\*, О.Е. Лепокурова\*\*, Е.В. Швачко\*

Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 634021, Томск, просп. Академический, 3, Россия

\* ДООО „Промгаз“, 117420, Москва, ул. Наметкина, 6, Россия

\*\* Томский политехнический университет, 634034, Томск, просп. Ленина, 30, Россия

Детально изучена гидрогеология Ерунаковского района — одного из перспективных для добычи угольного метана. Выяснено, что все водоносные горизонты взаимосвязаны и представляют собой единый водоносный комплекс, который состоит из серии микропластов разной водопроницаемости и проницаемости. На территории Ерунаковского района выделяются две зоны: по характеру проницаемости — интенсивного и замедленного водообмена, в гидрогеохимическом отношении — пресных и солоноватых вод. Пресные воды с минерализацией до 1 г/л и pH 7—8 распространены до глубины около 300 м, реже 100—500 м, зона солоноватых вод с более высокой минерализацией (от 1 до 13 г/л) и значениями pH до 10,1. Рост минерализации происходит в основном за счет  $\text{HCO}_3^-$  и Na, в отдельных случаях — за счет сульфат-иона, источником которого могут быть участки окисления сульфидов, и хлор-иона, рост которого обусловлен испарительной концентрацией. На изучаемой территории  $\text{CO}_2$  не имеет глубинного происхождения и является продуктом метаморфизма углей.

*Уголь, метан, гидрогеология, водообмен, минерализация, угольные пласты, изотопы.*

HYDROGEOLOGY OF THE ERUNAKOVO AREA OF THE KUZNETSK BASIN IN THE CONTEXT  
OF THE PROBLEM OF COAL METHANE FORMATION AND MINING

S.L. Shvartsev, V.T. Khryukin, E.V. Domrocheva, K.I. Kuzevanov,  
N.M. Rasskazov, T.S. Popova, O.E. Lepokurova, and E.V. Shvachko

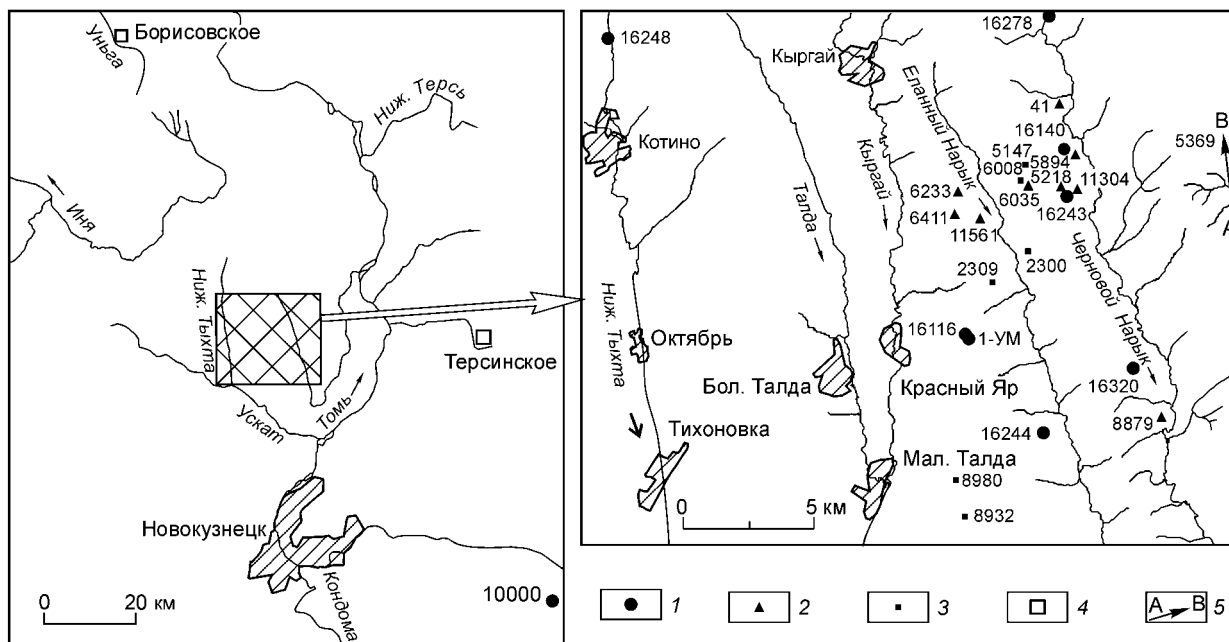
Detailed study was given to the hydrogeology of the coal methane-promising Erunakovo region. We have established that all aquifers there are mutually related and form a single aquifer complex consisting of a series of microbeds of different water transmissivities and permeabilities. Two zones have been recognized in the Erunakovo region — of intense and slow water exchange (fresh- and brackish-water, respectively). Fresh waters with mineralization of up to 1 g/l and pH = 7–8 occur at depths down to ~300 m or, seldom, 500 m. Brackish waters have mineralization of 1–13 g/l and pH reaching 10.1. The higher mineralization is due to the higher contents of  $\text{HCO}_3^-$  and Na and, sometimes,  $\text{SO}_4^{2-}$ , produced through sulfide oxidation, and  $\text{Cl}^-$ , concentrated as a result of evaporation. In the study region,  $\text{CO}_2$  is not of mantle genesis but is the product of coal metamorphism.

*Coal, methane, hydrogeology, water exchange, mineralization, coal beds, isotopes*

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время Кузнецкий угольный бассейн рассматривается как крупнейшая сырьевая база для добычи метана из угольных пластов. Это обусловлено тем, что прогнозные ресурсы метана в этом бассейне составляют более 13 трлн  $\text{м}^3$  на площади в 21 тыс.  $\text{км}^2$ , а плотность этих ресурсов достигает 3 млрд  $\text{м}^3/\text{км}^2$ . Суммарная мощность газопродуктивных пластов углей средних стадий метаморфизма, которым свойственна повышенная трещиноватость, достигает 90—120 м при содержании метана до 25—30  $\text{м}^3/\text{т}$  угля. Особенно богаты метаном южные районы Кузбасса, среди которых особое место отводится Ерунаковскому с ресурсами метана около 2 трлн  $\text{м}^3$  и средней их плотностью в 2,5 млрд  $\text{м}^3/\text{км}^2$ . Приоритетными в этом районе для опытно-промышленных работ выбраны Талдинская и Нарыкско-Осташкинская площади (рис. 1) с ресурсами метана соответственно 95,3 и 918 млрд  $\text{м}^3$  и их плотностью (концентрацией) 3,0—31  $\text{м}^3/\text{км}^2$  [1].

Планируемая крупномасштабная добыча угольного метана требует детального изучения не только тектоники, геолого-промысловых характеристик конкретных площадей и угольных пластов, но и газоди-



**Рис. 1. Карта расположения района исследования.**

Скважины: 1 — глубокие керновые, 2 — вскрывшие пресные воды, 3 — вскрывшие солоноватые воды; 4 — район расположения месторождений минеральных вод; 5 — линия разреза.

намических, фильтрационных, гидродинамических, гидрогеохимических и многих других параметров. Все это невозможно без знания общих гидрогеологических особенностей территории, условий питания и разгрузки подземных вод, их генезиса, зональности и т. д.

К сожалению, гидрогеология глубоких горизонтов Ерунаковского района изучена крайне слабо, многих данных не хватает. Даже глубокие керновые скв. 16116, 16140, 16243, 16244 и 16248 в гидрогеологическом плане практически не изучены, поскольку откачка воды не проводилась и сведения о дебитах скважин отсутствуют. Имеющиеся данные по проницаемости отложений получены по материалам геофизических исследований, а притоки — по расходомерии (последнее только в скв. 16140). Положение несколько улучшилось после того, как была проведена длительная откачка воды из скв. 16320 с детальным изучением состава и гидродинамических параметров отложений, хотя только для верхней гидродинамической зоны до глубины всего 500 м. Поэтому цель данной статьи — объединить весь накопленный, но до сих пор разрозненный гидрогеологический материал и создать обобщенную гидрогеологическую модель Ерунаковского района Кузбасса как одного из наиболее перспективных для добычи угольного метана.

#### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Ерунаковский угленосный район входит в южную часть Кузнецкого бассейна, характеризующуюся всхолмленным рельефом, и относится в основном к лесостепной ландшафтной зоне. Количество атмосферных осадков составляет здесь 400—500 мм/год, при испарении — 200—230 мм/год. Доля поверхностного стока 40—45 % осадков, подземного 12—15 %, испарение 40—45 % [2]. Питание подземных вод происходит в основном осенью, когда идут затяжные дожди и снижается испарение. При понижении мощности рыхлых отложений это ведет к усилению инфильтрационного питания подземных вод.

В геологическом отношении подавляющая часть разреза сложена в основном угленосно-терригенными отложениями кольчугинской серии ( $P_1$ — $P_2$ ), представленной песчаниками, алевролитами и аргиллитами с включением до 50 угольных пластов. Эта серия делится на ерунаковскую (мощность 1,2—1,6 км) и ильинскую (мощность 0,8—1,2 км) подсерии. Угольные пласты рабочей мощности в основном располагаются в пределах ерунаковской подсерии. Талдинская и Нарыкско-Осташкинская площади представляют собой брахисинклинальные структуры, осложненные тектоническими нарушениями. Выше по разрезу в пределах Нарыкско-Осташкинской площади распространены триасовые (мальцевская серия) и юрские (тарбаганская серия) отложения. Первые из них безугольные, вторые содержат невыдержанные маломощные пласты угля [3]. Сверху коренные породы покрыты маломощными рыхлыми отложениями кайнозойского возраста, представленными глинами, песчаниками и гравийно-галечниками.

## ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА

По характеру водообмена геологический разрез в районе исследований можно разделить на две неравномерные зоны интенсивного и замедленного водообмена. Первая мощностью 140—180 м на водоразделах и 60—80 м в долинах рек занимает верхнюю часть разреза, сложенную рыхлыми мезокайнозойскими (преимущественно четвертичными) отложениями, и зону интенсивной трещиноватости коренных пород кольчугинской серии, вторая — весь нижележащий разрез. В первой зоне доминируют газы атмосферного и частично биохимического генезиса ( $O_2$ ,  $N_2$ ,  $CO_2$ ), во второй — метан.

В зоне **интенсивного водообмена** глубина залегания подземных вод колеблется от 30—40 м (водоразделы) до 0,5—5 м (долины рек). В пониженных участках рельефа встречаются самоизливающиеся воды более глубоких водоносных горизонтов. Мощность зоны повышенной трещиноватости меняется от 25 до 116 м. При этом выделяются несколько уровней залегания интервалов трещиноватости (25—40, 50—90 и 100—116 м). Напор подземных вод, возрастающий от верхних слоев к нижним, находится в пределах от 10 до 122 м. Дебиты скважин, полученные при снижении уровня от 1 до 42 м, изменяются от 0,1 до 5,8 л/с. Значения удельных дебитов соответственно составляют 0,04—0,6 л/с. Величина коэффициента фильтрации изменяется от 0,3 до 1,3 м/сут (табл. 1). Наиболее высокие значения удельных дебитов скважин и коэффициентов фильтрации выявлены в угленосных породах под долинами рек. Здесь же установлены наибольшие напоры подземных вод. Судя по имеющимся данным, уровни воды в скважинах, вскрывающих водоносные горизонты на различной глубине, являются едиными для всех интервалов вскрытия, что свидетельствует об их гидравлической взаимосвязи. Положение уровней на геологических разрезах свидетельствует о движении подземных вод от участков с повышенными отметками рельефа к долинам рек, являющихся областями разгрузки. В целом уровень подземных вод в общих чертах повторяет рельеф местности (рис. 2).

Таблица 1. Типичные примеры значений гидродинамических параметров водоносных горизонтов в зоне активного водообмена

Глубина опробования, м	Абсолютная отметка, м	Удельный дебит, л/с	Коэффициент фильтрации, м/сут
25—40	124—139	0,04—0,56	0,48—0,73
50—90	111—151	0,03—0,58	0,30—0,91
100—116	158—174	0,20—0,32	0,30—0,42

Наиболее обводненными являются песчано-галечниковые отложения и трещиноватые песчаники. Средние значения коэффициента уровнепроводности в них составляют  $(1—3) \cdot 10^4$  м<sup>2</sup>/сут, притоки воды в квершлаг длиной 100 м — 140—180 м<sup>3</sup>/ч, значения удельных дебитов скважин обычно возрастают по направлению к долинам рек.

Как уже отмечалось, зона **замедленного водообмена** изучена крайне недостаточно. Имеющиеся данные по глубоким керновым скважинам представлены в табл. 2. Нетрудно видеть, что расходы воды весьма невелики и составляют <20 м<sup>3</sup>/сут. При этом какой-либо зависимости расходов воды от глубины не устанавливается. Более того, наибольшее значение расхода (19,6 м<sup>3</sup>/сут) установлено на максимальной глубине (1300 м, скв. 16140).

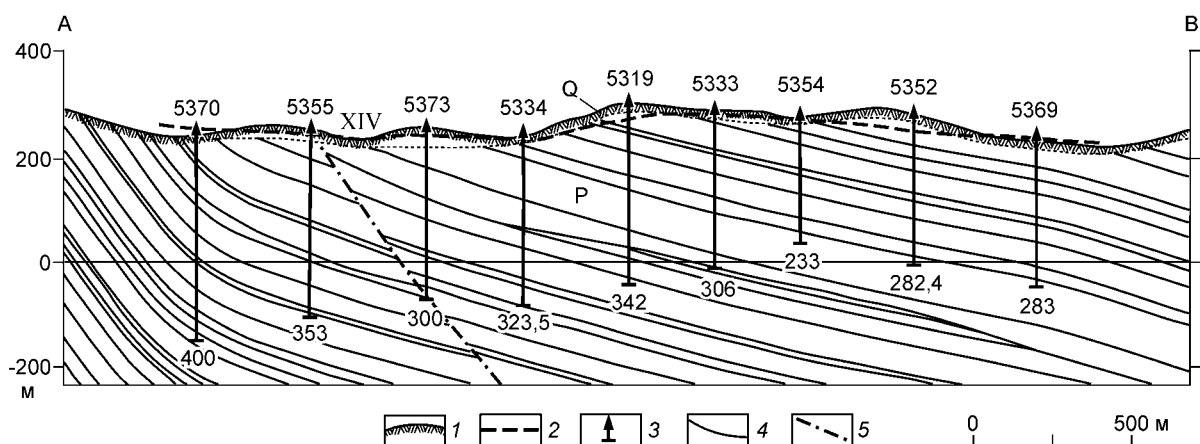


Рис. 2. Схематический гидрогеологический разрез по линии А—В (участки — Новоказанский-1, 2).

1 — почвенно-растительный слой; 2 — статический уровень грунтовых вод; 3 скважина; 4 — угольные пласты; 5 — тектонические нарушения.

Таблица 2.

**Обводненные горизонты горных пород зоны замедленного водообмена  
и их гидродинамические параметры**

Номер обводненной зоны	Глубина интервала, м	Коэффициент проницаемости угля	Проницаемость всего интервала, мД	Максимальный расход, м <sup>3</sup> /сут
<b>Скв. 16140, абс. отм. устья — 224 м</b>				
1	463,2—488,2	3,9	0,8	14,0
2	576,3—601,3	1,1	0,32	14,0
3	676,7—692,7	9,5	6,6	6,5
4	891,8—925,7	8,9	4,3	2,9
5	941,4—967,0	4,9	1,03	4,8
6	1106—1123	9,1	4,4	17,2
7	1199—1214	9,8	3,5	1,5
8	1281—1302	19,0	5,0	19,6
<b>Скв. 16116, абс. отм. устья — 345 м</b>				
1	887,8—905,0	3,0	3,4	—
2	925,7—943,5	30,0	3,8	—
3	1221—1231	21,0	3,8	—
<b>Скв. 16248, абс. отм. устья — 295,4 м</b>				
1	335,9—370,3	3,2	2,3	—
2	417,0—437,0	13,1	6,8	—
3	538,0—553,0	3,2	1,6	—
4	640,8—655,8	0,14	0,1	—
5	719,0—744,0	1,0	2,5	—
6	895,7—920,7	10,0	2,6	—
7	989,0—999,0	8,7	2,7	—
8	1072—1080	26,4	4,5	—
9	1130—1138	5,1	2,5	—
10	1294—1319	1,2	0,2	—
<b>Скв. 16244, абс. отм. устья — 316 м</b>				
1	1382,8—398,4	12	3,8	—
2	453,3—473,3	33,8	3,2	—
3	560,9—576,4	17,2	3,6	—
4	650,7—662,0	11,3	3,7	—
<b>Скв. 16243, абс. отм. устья — 260 м</b>				
1	750,0—765,0	87,6	14,6	—
2	1020—1035	13,0	2,3	—
3	1070—1085	93,6	7,8	—

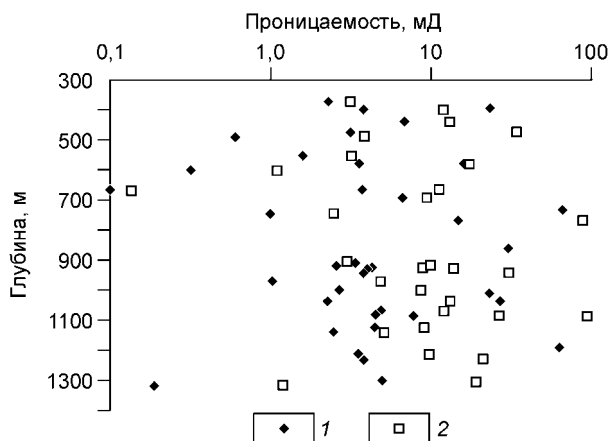
Проницаемость отложений также практически не зависит от глубины (см. табл. 2, рис. 3), так как фоновые ее значения составляют менее 1 мД независимо от глубины залегания измеренных интервалов. На этом фоне выделяется небольшое количество более проницаемых зон с коэффициентом проницаемости ( $K_{п}$ ) 10—100 мД, которые сложены углями. Такие зоны характерны для глубин 380—390; 560—570; 705—730; 840—860; 1000—1030; 1180—1200 м, хотя они не носят регионального характера и устанавливаются только в конкретных скважинах.

Любопытно, что проницаемость угольных пластов выше, чем других типов пород (песчаников, алевролитов и аргиллитов). Так, проницаемость обследованных интервалов разных пород составляет обычно <10 мД и максимум достигает только 65 мД, тогда как проницаемость углей, как правило, > 5 мД и достигает 87,3—97,6 мД (см. рис. 3) [4].

Откачка воды проводилась только из одной скв. 16320 при трех понижениях, но так как во время откачки были вынужденные остановки, то удалось выделить пять интервалов для исследования. Поскольку интервалы опробования не изолировались один от другого, то каждое следующее понижение характеризует параметры всего интервала вышележащих пород. Так как скважина обсажена трубами до глубины 470 м, то полученные гидродинамические параметры в основном характеризуют интервал 450—490 м и, возможно, несколько ниже.

**Рис. 3. Зависимость проницаемости горных пород керновых скважин от глубины.**

1 — аргиллиты, алевролиты, песчаник; 2 — уголь.



Результаты (табл. 3) показывают, что с понижением удельный дебит скважин растет незначительно. Это говорит о том, что мы имеем дело с микрогоризонтами разной пористости, проницаемости и соответственно разными расходами при одном и том же понижении. Иначе говоря, в данном случае единый водоносный комплекс является неоднородным по проницаемости и состоит из серии микропластов разной водопроницаемости. Однако выделить их по глубинам невозможно вследствие того, что мы имеем средние данные по суммарному геологическому разрезу. Какие микропласты или литологические типы горных пород более проницаемы, определить невозможно.

Принципиально важно, что результаты опытно-фильтрационных гидрогеологических работ в целом не противоречат геофизическим данным по определению проницаемости и для интервала глубин 430—470 м скорее отражают проницаемость угольных пластов или песчаников. Жаль, что это касается только небольших глубин, более глубокие горизонты пока не изучены.

Следовательно, в гидродинамическом плане отложения кольчугинской серии представляют собой хотя и единый водоносный комплекс, но состоящий из отдельных пропластков весьма неоднородных по проницаемости и водопроницаемости. Каждый литологический тип горной породы (алевролиты, аргиллиты, песчаники, угли) также неоднороден по гидродинамическим свойствам, которые изменяются в значительных пределах. Однако в целом все отложения отличаются низкой водопроницаемостью с коэффициентом проницаемости, редко превышающим 100 мД. Тем не менее всегда необходимо иметь в виду, что зоны тектонических нарушений, горизонты горельников, грубообломочных отложений и т.д. могут резко отличаться в большую сторону от приводимых здесь значений проницаемости.

Пока нет никаких данных о том, что проницаемость основного блока горных пород уменьшается с глубиной. Скорее всего, в среднем она не меняется до глубин, по крайней мере, 1200—1300 м. При этом угли более проницаемы, чем в среднем породы.

**Таблица 3. Гидродинамические параметры водоносного горизонта по данным откачки из скв. 16320**

Степень понижения	Понижение, м	Дебит		Удельный дебит, л/с	Коэффициент		
		м <sup>3</sup> /сут	л/с		водопроницаемости, м <sup>2</sup> /сут	фильтрации, м/сут	проницаемости, мД
1	52,79	8,4	0,09	0,0018	0,201	0,017	17
2	94,29	16,3	0,18	0,0020	0,220	0,019	19
3	125,06	23,6	0,27	0,0021	0,233	0,020	20
4	291,28	66,6	0,76	0,0026	0,264	0,023	23
5	347,04	79,5	0,92	0,0026	0,263	0,023	23

### ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА

В исследуемом районе в соответствии с гидродинамической зональностью также выделяются две гидрогеохимические зоны: пресных и солоноватых вод. Зона пресных вод распространяется, ориентировочно, до глубины 300 м, хотя эта граница условна, так как на отдельных участках она поднимается до 100 м, на других опускается до 500—600 м, что обусловлено интенсивностью водообмена и проницаемостью отложений. Наибольшая мощность этой зоны связана с участками наибольшего развития экзогенной трещиноватости и геоморфологических особенностей территории.

В целом мощность зоны пресных вод не всегда идентична гидродинамической зоне активного водообмена и в среднем является более высокой. Совпадение ближе, если ограничить соленость воды первой зоны общей минерализацией 0,7—0,8 г/л. Однако из-за недостатка как гидродинамических, так и гидрогеохимических данных этот вопрос в настоящее время не может быть решен.

В связи с этим можно воспользоваться данными по мощности зоны газового выветривания [5], которая теоретически совпадает с зоной активного водообмена.

Таблица 4. Химический состав подземных вод зоны активного водообмена, мг/л

№ скв.	Глубина, м	Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Общая минерализация	pH	SiO <sub>2</sub>
5218	268,0	84,7	57,9	15,4	462	6,9	0,8	628	7,50	14,5
11304	93,0	140,2	64,1	15,8	635	6,5	3,3	865	7,65	22,0
11561	50,0	36,6	100	20,7	500	6,0	Нет	664	7,60	19,0
6035	35,2	7,59	68,1	17,9	310	3,5	4,1	411	7,41	6,10
6411	115,0	20,1	98,2	21,6	452	5,0	1,2	598	7,40	12,0
6233	248,0	19,5	81,0	15,9	360	5,9	2,1	484	7,50	11,0
	Мин	7,59	57,9	12,5	310	3,5	0,8	411	7,40	6,10
	Макс	140,2	100	21,6	571	16,8	4,1	865	7,70	22,1

В исследуемом регионе мощность зоны газового выветривания изменяется от 50 до 400 м. Основными факторами, определяющими конкретное ее значение, являются активность водообмена, степень трещиноватости, рельеф местности, мощность мезозойских отложений и марочный состав углей. В пониженных участках рельефа местности мощность этой зоны минимальная, а на водоразделах она достигает максимальных величин, которые отмечаются в пределах центральной части Талдинской брахисинклинали (более 360 м), южной части Жерновской антиклинали и Новоказанской площади. Приведенные значения хорошо увязываются с мощностью зоны пресных вод.

Подземные воды верхней зоны преимущественно пресные с общей минерализацией от 0,4 до 1 г/л и рН от 7 до 8, чаще 7,4—7,8 (табл. 4). По химическому составу они в основном являются гидрокарбонатными кальциевыми, кальциево-натриевыми и натриево-кальциевыми. К низам зоны они постепенно переходят в гидрокарбонатные натриевые (содовые). С глубиной соленость воды, хотя и хаотично, но возрастает (рис. 4).

Газовый состав вод этой зоны характеризуется наличием газов воздушного происхождения, т. е. N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> и O<sub>2</sub>. При этом в водорастворенном газе резко преобладает N<sub>2</sub> (60—80 %), в меньших количествах распространен O<sub>2</sub> (10—20 %) и еще меньше CO<sub>2</sub> (доли процента). В небольших количествах иногда встречается CH<sub>4</sub>.

**Нижняя гидрогеохимическая зона** отличается не только более высокой минерализацией (от 1 до 13 г/л), но и составом вод. В ней практически повсеместно развиты содовые воды с рН от 7,8 до 10,4, которые в верхней части зоны переходят в гидрокарбонатные натриево-кальциевые. В отдельных случаях встречаются воды с повышенным содержанием сульфат-иона, которые по составу являются сульфатно-гидрокарбонатными или гидрокарбонатно-сульфатными натриевыми (табл. 5). Сульфатные воды, хотя и сопровождаются ростом хлор-иона, но несравнимо меньше относительно сульфатов. Содержания Ca и Mg в этих водах, за редким исключением, весьма низки.

Содовые воды в Кузбассе распространены практически повсеместно, начиная с глубин первых сотен метров [2, 6—10]. При этом с глубиной содержание соды в них возрастает. Эту же картину мы наблюдаем и в Ерунаковском районе (см. рис. 4): с глубиной общая минерализация воды значительно возрастает и этот рост обусловлен в основном за счет увеличения содержаний HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Na, иногда сульфат-иона и в меньшей степени хлора. Это общая картина, но в отдельных скважинах иногда имеет место обратная зависимость. Так, в скв. 16116 соленость воды с глубиной (595—1197 м) уменьшается от 7,1 до 1,8 г/л (см. табл. 5), в скв. 16244 и 16320 — рост солености незначителен.

Наблюдаемая картина объясняется, по крайней мере, двумя причинами. Первая связана с тем, что в отдельных случаях в водах появляются высокие содержания сульфат-иона, которые с глубиной уменьшаются. Источником этого сульфат-иона, скорее всего, служат сульфиды (пирит), окисление которых и приводит к появлению в водах этого иона, что подтверждается, в частности, более низкими значениями рН вод в интервалах с наиболее высокими содержаниями сульфат-иона (см. табл. 5, пр. 3 и 6) относительно вод других интервалов одной и той же скважины (пр. 4 и 5).

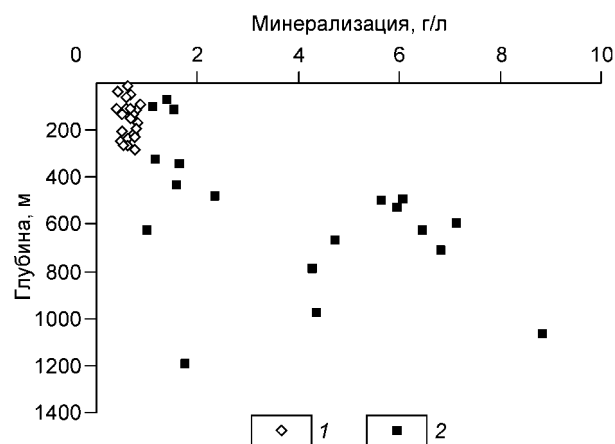


Рис. 4. Зависимость минерализации подземных вод от глубины.

Зоны водообмена: 1 — активная, 2 — замедленная.

Таблица 5. Химический состав подземных вод зоны замедленного водообмена, мг/л

Номер		Глубина опробования, м	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	Общая минерализация	Si	pH
пробы	скв.												
1	5147	324	296		17,7	1,22	8,3	838	1,2	18	1180	4,18	8,00
2	8879	100	179		63,1	37,1	8,5	833	3,7	Не обн.	1124	14,0	7,85
3	16116	595	2250	1,0	6	5	100	2272	2034	483	7150	—	8,77
4	»	630	2200	1,0	8	4,9	350	4309	284	1271	6463	—	10,04
5	»	670	2000	1,0	6	4,9	340	2110	317	1235	4727	—	10,38
6	»	978	1400	15	12	2,4	460	1675	1018	190	4368	—	9,10
7	»	1197	477	100	18	8,5	35	1264	9,5	90	2002	—	8,89
8	16243	1068	2441	14	15	12	245	6462	7,8	8,4	8848	—	8,66
9	16244	496	1700	6	20	6,1	100	4422	4,5	168	6069	—	8,18
10	»	500	1600	6	8	7,3	60	4201	0,8	192	5671	—	8,04
11	»	530	1750	5	9	4,9	79	4557	0,8	204	5968	—	8,00
12	»	710	1820	4,4	34	30	8,0	5051	15	130	6842	—	8,32
13	16278	787	1100	14	60	24,3	130	1476	1,65	8,8	4272	—	7,83
14	16320	70*	377	4	8	0,9	7,1	994	17,8	6,6	1398	3,51	8,30
15	»	112*	413	3,5	6	0,9	7,0	1023	10,5	24	1541	3,92	8,80
16	»	341*	440	3,2	4	0,9	7,0	1170	9,4	12	1652	4,18	8,60
17	»	432*	450	0,1	1,8	0,37	11,4	1179	1,9	84	1583	4,32	8,86
18	16243	482	755	5,0	4	0	76	1062	72	384	2353	—	9,20
19	8980-2	628	267*		12,4	4,82	12,1	671	22,6	36	1006	5,6	8,63

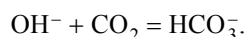
Примечание. Прочерк — нет анализа.

\* Глубина установившегося уровня при откачке.

Однако вопрос еще сложнее, так как все эти воды, кроме сульфат-иона, обогащены еще и хлор-ионом (пр. 3 и 6). Такое возможно, если наряду с окислением сульфидов происходит частичное испарение воды, а это, в свою очередь, возможно только в случае подземного пожара. Тогда становится понятным и тот факт, что в настоящее время здесь развиты метановые газы, т. е. имеет место восстановительная геохимическая обстановка, в которой окисление пирита невозможно. Поэтому на данном этапе исследований мы склоняемся к мнению, что эти воды связаны с древними угольными пожарами, которые были широко распространены в этом регионе.

Вторая причина сложного поведения солености вод с глубиной связана с неодинаковой, как это было показано выше, проницаемостью геологического разреза. Соответственно в более проницаемых зонах, где водообмен выше, соленость воды ниже и наоборот.

Содовые воды, которые занимают большую часть геологического разреза, формируются в условиях затрудненного водообмена в результате выветривания алюмосиликатов, но только в том случае, когда они насыщены кальцием и монтмориллонитом. В этом случае катионы, переходящие в водный раствор за счет гидролиза алюмосиликатов, ведут себя по-разному: Са в основном связывается в виде кальцита и частично монтмориллонита, Mg и K — в виде глинистых минералов, а Na — в основном концентрируется в водном растворе. Ион HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> формируется за счет CO<sub>2</sub>, источником которого служит органическое вещество, включая уголь, и OH<sup>-</sup>, образующийся при гидролизе алюмосиликатов. Ион OH<sup>-</sup> и CO<sub>2</sub> взаимодействует по реакции [8]



Гидрогеологические условия Ерунаковского района полностью соответствуют разработанной одним из авторов статьи схеме формирования содовых вод [8, 11]. Более того, установлено, что с содовыми водами в этом регионе связано формирование давсонитового оруденения [12]. Содовые воды как результат строго определенного этапа взаимодействия воды с горными породами вполне закономерно заполняют нижнюю часть разреза. И именно на фоне содовых вод в отдельных (частных) случаях появляются сульфатные воды.

#### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Выявленная выше непростая картина гидрогеохимических условий еще более усложнится, если учесть, что в регионе на фоне широкого (практически повсеместного) распространения метановых газов

ниже зоны газового выветривания на отдельных участках встречаются углекислые газы. В частности, в скв. 16140 на глубине от 800 до 1100 м выявлены газы с содержанием CO<sub>2</sub> от 20 до 40, а метана от 40 до 65 об.%. Эти факты требуют более внимательного отношения к выяснению причин появления значительных количеств CO<sub>2</sub> в метановом газе.

Для этого были отобраны на изотопный анализ углерода пробы как водорастворенного газа, так и воды для анализа HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, имея в виду, что этот ион формируется за счет CO<sub>2</sub> и OH<sup>-</sup>. В настоящее время удалось изучить δ<sup>13</sup>C водорастворенного газа и гидрокарбонат-иона в восьми пробах, из них половина проб не относится к исследуемому району, но находятся в соседних, что позволяет провести корреляцию (см. рис. 1).

Анализы выполнялись в лаборатории изотопных методов Томского отделения СНИИГГиМС. Все пробы проходили подготовку по аттестованной стандартной методике химической подготовки карбонатов к изотопному анализу углерода, которая заключается в переводе его в форму CO<sub>2</sub> путем разложения 100 %-й ортофосфорной кислотой на специальной вакуумной установке, позволяющей выполнять его очистку и запаивание в стеклянные ампулы. Измерения изотопного состава проб выполнялись двухлучевым методом на модернизированном измерительном комплексе на базе масс-спектрометра МИ-1201В. Результаты изотопного анализа приведены к международному стандарту — PDB.

Проанализированные воды по изотопному составу (как и по химическому) разделяются условно на три группы (табл. 6), к рассмотрению которых мы и перейдем.

В *первую группу* входит всего лишь одна проба подземных вод из неглубокой (100 м) скважины в долине р. Черновой Нарык (№ 41), вскрывшей пресные воды, δ<sup>13</sup>C углекислого газа и бикарбоната которой являются типичными для вод интенсивного водообмена [13]. Такой изотопный состав напрямую указывает на то, что в образовании гидрокарбоната (δ<sup>13</sup>C = -21,2 ‰) и водорастворенной CO<sub>2</sub> (-26,3 ‰) участвовала почвенная углекислота. Это пресная гидрокарбонатная кальциевая вода верхней зоны гидрогеологического разреза.

Во *вторую группу* входят пробы, отобранные из скважин подземных вод угленосных отложений. Изотопный состав углекислого газа и бикарбонатов здесь более тяжелый и колеблется в пределах от -10,1 до -7,5 и от -13,2 до -8,6 ‰ соответственно. Источник также биогенный, но наряду с изотопно-легкой биохимической углекислотой здесь присутствует значительная доля изотопно-тяжелой биохимической углекислоты (деструктивной), образующейся в процессе метанообразования при метаморфизме угля [14].

По изотопному составу углерода метан подземных вод исследуемого района (δ<sup>13</sup>C от -51,4 до -38,0 ‰) генетически связан с углями средней стадии метаморфизма. В процессе метанообразования из угля за счет разрыва изотопно-тяжелых карбоксильных и карбонильных связей образуется углекислота, значительно обогащенная тяжелым изотопом углерода (примерно на 40-30 ‰). Известно, что в процессе метаморфизации органического вещества идет фракционирование изотопов углерода: более легкие концентрируются в метане, более тяжелый — в углекислом газе [14].

*Третью группу* составляют углекислые минеральные воды Терсинского и Борисовского месторождений. Гидрокарбонат-ион минеральных вод этих месторождений, развитых в пределах Кузнецкого адартезианского бассейна, значительно обогащен тяжелыми изотопами углерода до значений

Таблица 6. Изотопный состав углерода углекислого газа, метана и гидрокарбонат-иона, растворенных в подземных водах

№ скв.	Глубина понижения, м	Газонасыщенность, мл/л	δ <sup>13</sup> C, ‰		
			CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
41	100	15	-26,3	-39,3	-21,2
16320	305	30	—	—	-12,8
»	341	24	—	—	-11,7
»	432	22	—	—	-11,4
10000	1200	30	-7,5	-38,0	-13,2
1-1-УМ	950	20	—	-51,4	-8,6
1-2-УМ	640	25	-10,1	—	—
Месторождение:					
Терсинское	370	17	-12,3	—	-4,3
»	370	190	-6,2	—	—
Борисовское	575	50	-3,9	-40,6	-4,1



$\delta^{13}\text{C} = -4,3$  и  $-4,1$  ‰ соответственно. Изотопный состав углекислого газа подземных вод Борисовского месторождения говорит об эндогенном происхождении углерода ( $\delta^{13}\text{C} = -3,9$  ‰), а для Терсинского он не постоянен и колеблется в пределах от  $-12,3$  до  $-6,2$  ‰ (при этом газонасыщенность вод также резко меняется от 17 до 190 мг/л), что указывает на смешанное происхождение  $\text{CO}_2$ . Как известно, Терсинское месторождение минеральных вод приурочено к крупному региональному разлому. По зонам нарушений происходит внедрение инфильтрационных вод и смешение их с углекислыми водами, поднимающимися с больших глубин. Таким образом, углекислота, образовавшаяся при разложении угля, смешивается с эндогенной углекислотой и в раствор попадает изотопно тяжелый, но различный по составу изотопов гидрокарбонат-ион. При этом доля эндогенной углекислоты постоянно меняется и в соответствии с этим меняется газонасыщенность подземных вод: чем больше газонасыщенность (начинает поступать глубинный  $\text{CO}_2$ ), тем тяжелее изотопный состав углерода. Изотопный состав метана минеральных вод Борисовского месторождения является типичным для осадочного угленосного бассейна ( $\delta^{13}\text{C} = -40,6$  ‰).

Таким образом, в исследуемом регионе можно выделить три типа углекислоты в зависимости от источника: биогенная (почвенная) со значениями  $\delta^{13}\text{C}$  более  $-20,0$  ‰, угольная, образованная в процессе метанообразования при разложении угля, с  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-10,1$  до  $-7,5$  ‰, эндогенная (метаморфогенная) с  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-6,2$  до  $-3,9$  ‰. В соответствии с этим различается и изотопный состав гидрокарбонат-иона, формирующегося при участии  $\text{CO}_2$ . При этом возможны некоторые комбинации (смешение) углекислот разного генезиса. Но в целом источником  $\text{CO}_2$ , формирующего ион  $\text{HCO}_3^-$  в подземных водах угленосных отложений Ерунаковского района, является углекислота, формирующаяся в процессе метаморфизма углей. В этом случае за счет разрыва изотопно-тяжелых карбоксильных и карбонильных связей образуется  $\text{CO}_2$ , значительно обогащенная изотопом  $^{12}\text{C}$ .

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше данные показывают, что в пределах рассматриваемых структур Талдинской и Нарыкско-Осташкинской площадей развиты подземные воды инфильтрационного генезиса, области питания которых располагаются на местных и отдаленных геоморфологически повышенных проницаемых участках. При этом геологический разрез по характеру проницаемости делится на две неравнозначные по мощности зоны активного и замедленного водообмена.

Верхняя зона, которая в общих чертах совпадает с зоной газового выветривания, отличается более высокой проницаемостью отложений, а значит и водопроницаемостью, что обеспечивает прохождение большей части подземного стока через эту зону. Питание вод этой зоны осуществляется на всей территории в местах залегания отложений с повышенной проницаемостью. Областями разгрузки этих вод служит местная гидрографическая сеть. При этом, чем ниже по рельефу располагается река, тем более глубокие горизонты она дренирует.

Активный водообмен в пределах этой зоны обеспечивает формирование пресных вод за счет растворения вмещающих алюмосиликатов и карбонатов по механизму гидролиза. Поэтому формирующиеся здесь воды являются в основном гидрокарбонатными кальциево-натриевыми, минерализация которых полностью определяется характером водообмена: на участках активного водообмена она ниже, на участках, где развиты плохо проницаемые отложения, — она выше. Необходимо также учитывать, что в пределах этой зоны на отдельных участках встречаются воды, поступающие из более глубоких горизонтов, соответственно более соленые.

Нижняя гидродинамическая зона или зона замедленного водообмена, с которой связаны основные ресурсы угольного метана, сложена в целом низкопроницаемыми отложениями кольчугинской серии, которые также содержат инфильтрационные воды, но которые перемещаются значительно медленнее (количественную оценку скорости движения в настоящее время дать невозможно) и соответственно более длительное время взаимодействуют с вмещающими породами и углем. Проницаемость этих отложений неравномерная, хотя в среднем и небольшая. Наиболее проницаемыми оказываются песчаники и уголь, а также, конечно, горельники, тектонические зоны нарушений и участки развития грубообломочных отложений. Вода в основной своей массе движется по этим более проницаемым зонам, в меньшей степени — по труднопроницаемым пропласткам. Отсюда пестрота солености подземных вод этой зоны.

Областями питания для вод нижней гидродинамической зоны служат также повышенные участки рельефа, где отложения кольчугинской серии близко подходят к дневной поверхности, включая районы, находящиеся за пределами исследуемой территории. В общем плане области питания находятся на севере региона, области разгрузки — в бассейне р. Томь. Региональное направление движения вод происходит с севера на юг. Дополнительными зонами разгрузки выступают тектонические нарушения, которые служат проводниками глубоких вод к дневной поверхности, включая зону активного водообмена, где такие воды встречаются.

Следовательно, нижняя гидродинамическая зона представляет собой „слоеный пирог“, состоящий из серии пластов разной, но в целом невысокой проницаемости, к тому же неоднородных по простираю. С глубиной проницаемость практически не меняется (см. рис. 3), что говорит о принципиально близком гидродинамическом строении всего геологического разреза. Все это позволяет считать, что в данном случае мы имеем дело с единым водоносным комплексом, состоящим из пропластков разной проницаемости, которые распространены по глубине неравномерно.

Поступающие из области питания инфильтрационные воды уже в пределах зоны активного водообмена быстро теряют свободный  $O_2$  на окислительные процессы, что ниже по разрезу обеспечивает формирование восстановительной геохимической обстановки, формирующейся в процессе гидролиза алюмосиликатов [8], и образует ион  $HCO_3^-$ . Изотопный состав углерода этого иона (см. табл. 6) подтверждает приведенную схему. При этом на участках с особо затрудненным водообменом, где  $OH^-$  образуется больше, чем  $CO_2$ , формируются наиболее щелочные воды с  $pH > 10$ . В этих условиях Ca связывается и осаждается в виде кальцита, Mg и K — в виде глин, а Na концентрируется в водном растворе, что приводит к образованию гидрокарбонатных натриевых вод. В силу замедленного водообмена содовые воды формируются практически повсеместно. И только на отдельных участках, к которым, как мы предполагаем, относятся места угольных пожаров, содовые воды дополнительно обогащаются сульфат- и хлор-ионами. Сульфатные воды могут также формироваться за счет окисления пирита, развитого в отложениях бассейна, но только на участках проникновения свободного  $O_2$  в водоносный горизонт.

Следовательно, зона замедленного водообмена является благоприятной средой для образования и накопления метана. Восстановительная геохимическая обстановка, низкая проницаемость отложений, относительно высокая их пористость, но малый размер пор определяют возможность формирования крупных ресурсов угольного метана в этих гидрогеологических условиях.

С другой стороны, такая гидрогеологическая обстановка благоприятна и для разработки газовых месторождений. Прежде всего, это связано с тем, что водоприитоки в эксплуатационные скважины ожидаются небольшими. По нашим предварительным расчетам они составляют первые десятки метров кубических в сутки или в пересчете на понижение 0,1—0,001 л/с. Увеличение их возможно в зонах тектонических нарушений, но это обстоятельство можно учесть при выборе мест расположения эксплуатационных скважин.

Низкие водоприитоки не требуют применения мощных дорогостоящих насосов и способствуют быстрому понижению уровня подземных вод при их откачке и создании глубоких депрессионных воронок, что необходимо для уменьшения гидростатического давления в процессе эксплуатации газового месторождения. Возможность создания значительных понижений уровня воды в скважинах — одно из главных условий для поступления метана в эксплуатационную скважину.

Низкая водоотдача горных пород будет определять формирование депрессионных воронок с небольшим радиусом, но большими гидравлическими уклонами, что также благоприятствует десорбции и поступлению метана в скважины. Небольшой размер депрессионных воронок можно компенсировать подбором расстояний между эксплуатационными скважинами. Предположительно эти расстояния не будут меньше, чем это диктуется размещением скважин по газовым параметрам.

Следовательно, в целом гидрогеологические условия нижней гидродинамической зоны благоприятны как для формирования ресурсов газового метана, так и для условий его добычи. Естественно, что эти выводы следуют из общей гидрогеологической ситуации. Конкретные же параметры водоносных горизонтов необходимо детально исследовать в каждом конкретном случае.

В этой связи важным представляется решение вопроса о генезисе  $CO_2$ , установленного, в частности, в скв. 16140 на глубинах  $> 800$  м. Проблема здесь в том, что в регионе в целом имеет место проявление глубинного (скорее всего, метаморфического)  $CO_2$ , который по зонам глубинных разломов поступает даже на дневную поверхность (Терсинское месторождение минеральных вод) или скапливается на глубинах 2,2—2,3 км, как это было установлено в процессе бурения Абашевской скв. 3Р [15]. Нам представляется, что применительно к Нарыкско-Осташкинской площади поступления глубинного  $CO_2$  мы не имеем, хотя бы потому, что в упоминаемой скв. 16140 на глубинах  $> 1100$  м содержание  $CO_2$  с глубиной уменьшается, а не растет, как это должно быть при поступлении газа из глубины. Кроме того, анализ в целом гидрогеологической ситуации показывает отсутствие каких-либо следов влияния глубинных факторов на состав подземных вод. Имеющиеся изотопные данные по углероду также говорят об этом. Поэтому мы считаем, что непосредственно в районе исследований признаки влияния глубинного  $CO_2$  не установлены, хотя, безусловно, этот вопрос требует дальнейшего изучения.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. На исследуемой территории распространены только инфильтрационные воды с местными и отдаленными областями питания, разной степени солености.

2. Все водоносные горизонты в регионе гидравлически взаимосвязаны и представляют собой единый водоносный комплекс, который состоит из серии микропластов разной водопроницаемости и проницаемости.

3. По гидродинамическим и гидрогеохимическим показателям выделяются две зоны водообмена: интенсивного и замедленного. Первая характеризуется более высокой проницаемостью отложений и наличием пресных вод, вторая — меньшей проницаемостью и развитием содовых вод с общей минерализацией более 0,6 г/л и  $\text{pH} > 8$ .

4. Рост минерализации вод с глубиной происходит в основном за счет ионов  $\text{HCO}_3^-$  и Na, реже за счет  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{Cl}^-$  ионов. Источником первого служат участки окисления сульфидов, второго — процессы испарительной концентрации.

5. По данным изучения изотопов углерода установлены три генетических типа  $\text{CO}_2$ : 1) биогенный (почвенный) со значениями  $\delta^{13}\text{C}$  более  $-20\%$ , 2) угольный, образованный в процессе метанообразования при разложении угля с  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-10,1$  до  $-7,5\%$ , 3) эндогенный (метаморфогенный) с  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-6,2$  до  $-3,9\%$ .

6. Восстановительная гидрогеохимическая обстановка, низкая проницаемость горных пород, небольшой водообмен, относительно высокая пористость, но малый размер пор в целом создают благоприятную обстановку как для формирования крупных запасов угольного метана, так и для его добычи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Карасевич А.М., Хрюкин В.Т., Зимаков Б.М. и др. Кузнецкий бассейн — крупнейшая сырьевая база промысловой добычи метана из угольных пластов. М., Изд-во академии горных наук, 2001, 64 с.
2. Рогов Г.М., Попов В. Г. Гидрогеология и катагенез пород Кузбасса. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1985, 191 с.
3. Геология угольных месторождений СССР / Ред. А.К. Матвеева. М., Изд-во Моск. ун-та, 1990, 352 с.
4. Отчет по результатам поисковых работ и геолого-промысловых исследований на площадях, подготавливаемых к опытно-промышленной добыче метана из угольных пластов в Ерунаковском районе Кузбасса. Т. 1 и 2. Кемерово, ЗАО „Метан Кузбасса“, 2002, 355 с.
5. Газоносность угольных бассейнов и месторождений СССР. Угольные бассейны Сибири, Казахстана и Дальнего Востока, Т. 2 / Ред. А.И. Кравцова. М., Недра, 1979, 455 с.
6. Гидрогеология СССР. Т. XVII. Кемеровская область и Алтайский край. М., Недра, 1972, 399 с.
7. Аникин А.И., Людвиг В. М., Шварцев С.Л. Геохимия подземных вод давсонитонасных пород Березовоярского участка (Кузбасс) // Обской вестник, 2001, № 1, с. 65—69.
8. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М., Недра, 1998, 366 с.
9. Шварцев С.Л., Рассказов Н.М., Кусковский В.С., Фризен Л.Ф. Гидрогеохимические условия района Крапивинского водохранилища на р. Томь (Кузбасс) // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (8), с. 89—97.
10. Рассказов Н.М., Шварцев С.Л., Трифонова Н.А., Наливайко Н.Г. Нелетучие органические вещества и микроорганизмы в подземных водах района Крапивинского водохранилища на р. Томь (Кузбасс) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (4), с. 30—36.
11. Шварцев С.Л. Общая гидрогеология. М., Недра, 1996, 425 с.
12. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия процессов образования давсонита // Докл. РАН, 2004, т. 394, № 6, с. 818—821.
13. Галимов Э.М. Природа биологического фракционирования изотопов. М., Наука, 1981, 247 с.
14. Ранкама К. Изотопы в геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1956, 464 с.
15. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кузбасса. Л., Гостоптехиздат, 1959, 299 с.

Рекомендована к печати 28 декабря 2005 г.  
А.Э. Конторовичем

Поступила в редакцию 29 декабря 2004 г.,  
после доработки — 15 ноября 2005 г.