

УДК 551

ПРОИСХОЖДЕНИЕ УНИКАЛЬНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ АНОМАЛИИ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ МЕЖДУ ШПИЦБЕРГЕНОМ И ХРЕБТОМ КНИПОВИЧА

© 2015 г. Р. Б. Крапивнер, В. Ю. Абрамов

ЗАО Гидрогеологическая и геоэкологическая компания “ГИДЭК”

105203 Москва, ул. 15-ая Парковая, 10А; E-mail: Krapivner@hydec.ru

Поступила в редакцию 23.09.2013 г.

Статья посвящена интерпретации опубликованных материалов по геохимической аномалии, обнаруженной в поровых водах мощной (около 1 км) толщи морских плиоцен-четвертичных отложений, вскрытых скважиной 986 рейса 162 Программы океанического бурения. Соленость поровых вод в керне этой скважины уменьшается вниз по разрезу и в его основании в 1.5 раза ниже, чем в кровле, где она близка к нормальной морской. Природа этой геохимической аномалии до сих пор остается невыясненной. Авторы рассматривают ее в рамках более общей проблемы происхождения инверсионных поровых и трещинных вод в осадочных образованиях. Обосновывается справедливость мнения гидрогеологов, связывающих аномально низкую минерализацию этих вод с поступлением в осадочный чехол высокотемпературных флюидов, насыщенных CO_2 , из магматических очагов в фундаменте. Этот вывод подтверждается распределением в керне скважины не только солености поровых вод, но также их щелочности, содержания лития и отношения Na/Cl . Полученные результаты следует учитывать при определении природы хребта Книповича, а также типа и возраста земной коры в его окрестностях.

DOI: 10.7868/S0024497X15050055

Геохимическая аномалия обнаружена в керне скважины 986 рейса 162 Программы океанического бурения (ODP). Скважина глубиной 964.6 м была пробурена на подножье континентального склона Шпицбергена ($77^\circ 20.408'$ с.ш., $9^\circ 04.654'$ в.д., глубина моря 2051.5 м) примерно посередине расстояния между бровкой Баренцевоморского шельфа и осью хребта Книповича (рис. 1). Район расположен в зоне перехода узкого северного “залива” океанической Лофотенской котловины к западному флангу Поморского прогиба, который заполнен палеоцен-миоценовыми отложениями, погребенными под комплексом проградационных плиоцен-четвертичных осадков континентального склона [Шипилов, 2005] – продуктами разрушения области нынешнего Баренцевоморского шельфа и Шпицбергена. На континентальном склоне и его подножье они образуют мощные (до 3–3.5 км) осадочные призмы, в плане объединяемые в систему слившихся конусов выноса, вершины которых приурочены к устьям поперечных по отношению к бровке шельфа желобов. Вскрытый на глубину 964.6 м осадочный чехол в верхней части представлен глинистыми, алевроито-глинистыми и песчано-алеврито-глинистыми осадками этого проградационного комплекса [Jansen et al., 1996; Forsberg et al., 1999]. Его подошва, фиксированная опорным для западной континентальной окраины Баренцева моря отражающим го-

ризонтом R7 [Faleide et al., 1996], пересечена скважиной на глубине 897.3 м (рис. 2, 3). Возраст отложений непосредственно над этой границей оценивается в 2.3–2.4 млн лет, а залегающих ниже хорошо сортированных алевроитовых глин – более чем 2.58 млн лет, но в пределах палеомагнитного хрона Матуяма.

Поверхность акустического фундамента в районе обнаруженной аномалии представляет собой погребенный восточный склон его крупного выступа шириной ~20 км [Forsberg et al., 1999], амплитудой ~2.5 с (время двойного пробега сейсмической волны) и высотой над дном котловины ~750 м. В точке бурения она расположена на глубине 1170 м, то есть на 206 м ниже забоя скважины (см. рис. 3) и считается продолжением поверхности океанического фундамента восточного склона срединно-океанического хребта Книповича [Muhre, Eldholm, 1988]. По существующим представлениям приуроченная к нему ось спрединга проградировала с юга на север и лишь около 5 млн лет назад достигла положения, занимаемого северной оконечностью этого хребта [Шкарубо, 1996]. Вместе с тем, механизм формирования хребта Книповича не вполне ясен. Обладая многими характерными чертами срединно-океанических хребтов, он отличается от них некоторыми особенностями, к числу которых относятся неопределенность типа земной коры, отсутствие четких линей-

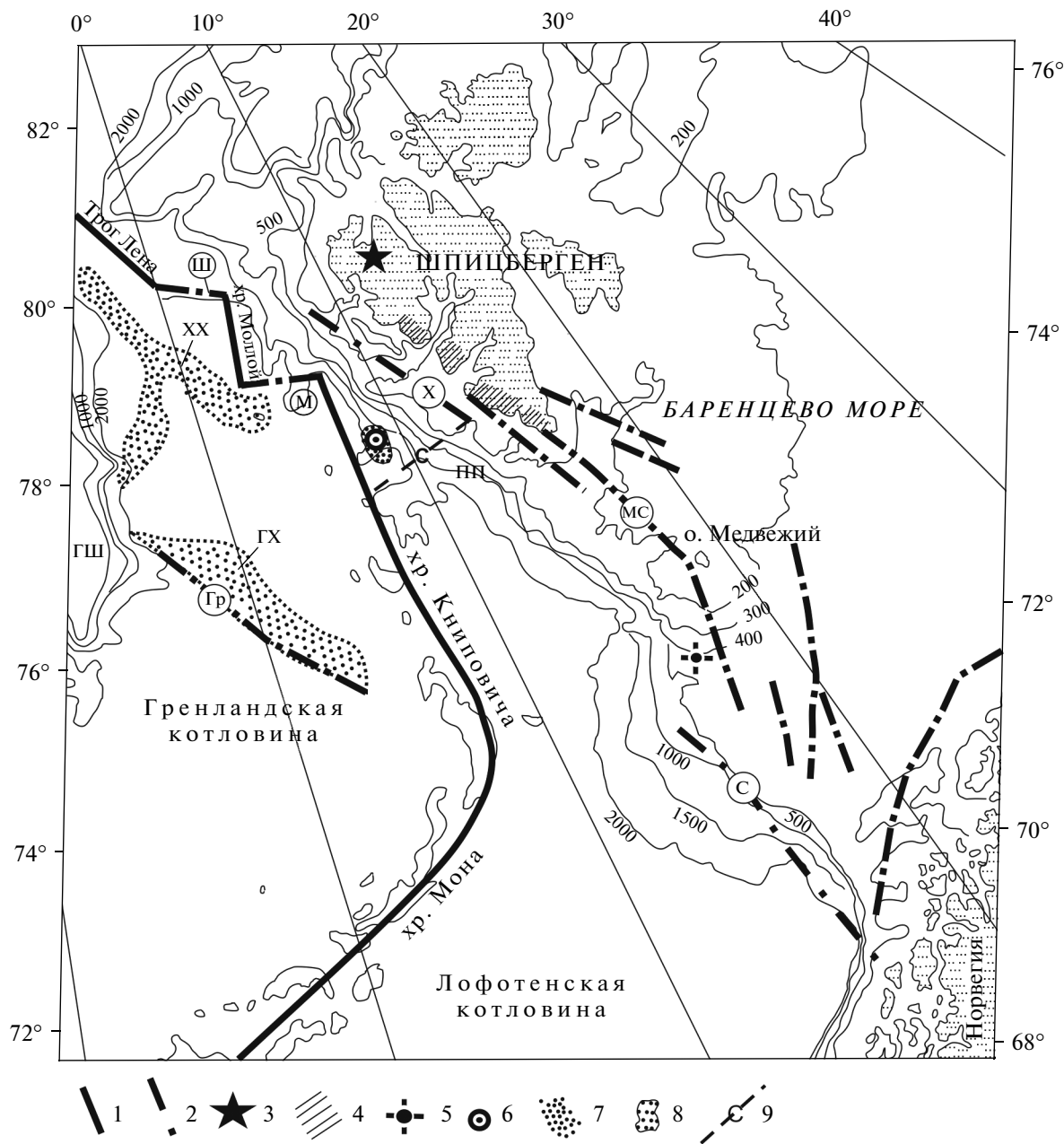


Рис. 1. Схема геолого-геоморфологического положения района бурения скважины ODP162-986, по [Mørk, Dunkan, 1993] с дополнениями по [Пейве, 2009].

1 – оси срединно-океанических хребтов; 2 – главные разломы (С – Сенья, Гр – Гренландский, М – Моллой, Ш – Шпицбергенский, Х – Хорсунд, МС – Медвежинский желоб – мыс Серкапп); 3, 4 – зоны позднеплиоцен-четвертичной вулканической (3) и термальной (4) активности; 5 – скважина, вскрывшая позднеплиоценовые вулканогенно-осадочные отложения; 6 – скважина ODP162-986; 7 – предполагаемые фрагменты континентальной коры, по [Пейве, 2009]; 8 – предполагаемый фрагмент континентальной коры в районе бурения скважины ODP162-986; 9 – линия ближайшего к скважине ODP162-986 регионального многоканального сейсмического профиля, приведенного на рис. 2.
 ГХ – хребет Гренландский, ХХ – хребет Ховгард, ПП – Поморский прогиб, ГШ – шельф Гренландии.

ных магнитных аномалий на его флангах, а также тектоническая сегментация, сходная с континентальной рифтовой, которые не укладываются в рамки представлений о типичных срединно-океанических хребтах [Гусев, Шкарубо, 2001; Пейве, Чамов, 2008; Пейве, 2009].

Вся вскрытая скважиной плиоцен-четвертичная толща формировалась в условиях нормальной морской солёности [Jansen et al., 1996; Forsberg et al., 1999]. Вместе с тем, солёность и состав поровых растворов плиоцен-четвертичных отложений, полученных путем отжима поровых вод при

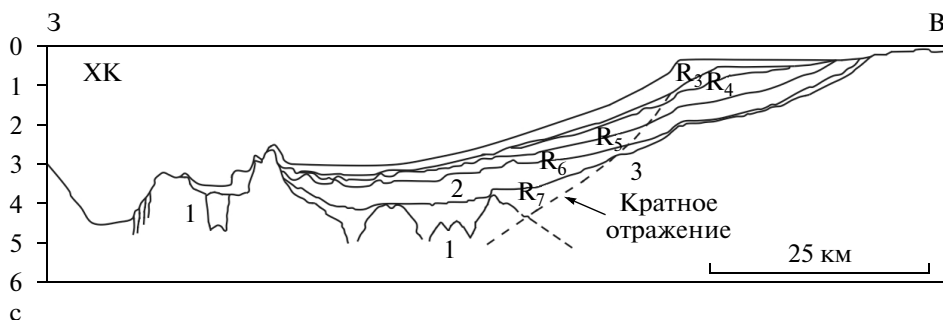


Рис. 2. Линия регионального сейсмического профиля [Faleide et al., 1996], местоположение см. рис. 1. 1 – акустический фундамент, 2 – плиоцен-четвертичный проградационный комплекс осадков, 3 – Поморский прогиб. R3-R7 – опорные отражающие горизонты. ХК – хребет Книповича.

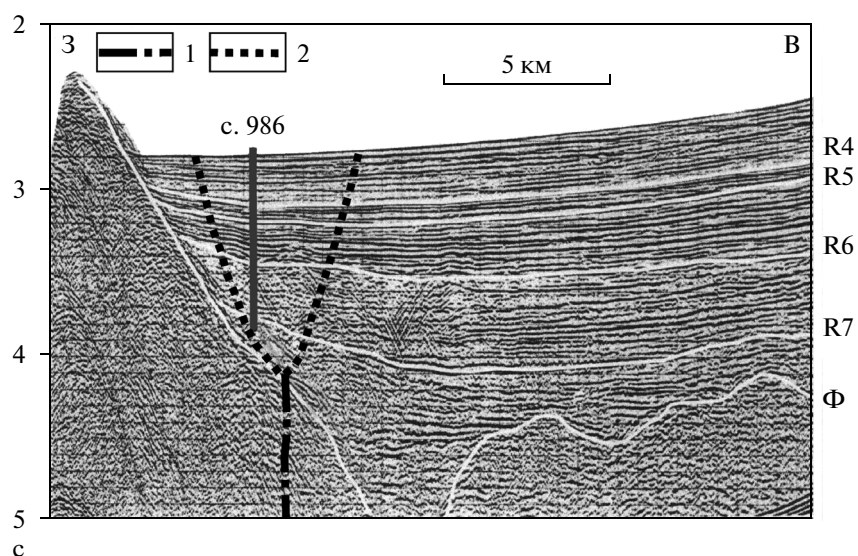


Рис. 3. Сейсмический разрез по линии, проходящей через пункт бурения скважины ODP162-986 [Forsberg et al., 1999]. R4-R7 – опорные отражающие горизонты в осадочном чехле, Ф – отражающий горизонт, фиксирующий поверхность акустического фундамента по [Faleide et al., 1996]. 1 – предполагаемый разлом фундамента; 2 – границы области динамического влияния разлома в осадочном чехле.

высоких давлениях, являются резко аномальными. В разрезах многочисленных скважин, пробуренных в Северной Атлантике (рейсы 38, 104, 105, 151, 152, 162) и в других регионах Мирового океана аномалии подобного типа не обнаружены. Природа этого экзотического феномена в скважине ODP162-986 осталась невыясненной и потому не учитывается при расшифровке сложной тектоники региона, что определяет актуальность данной статьи.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Методика опробования и изучения химического состава поровых вод изложена в [Shipboard ..., 1996]. Их соленость и состав приведены в таблице. Прежде всего отметим закономерное понижение

солености поровых вод от 34,0 г/дм³ в кровле плиоцен-четвертичной толщи (0–13,5 м) до 23–25 г/дм³ в основании опробованного разреза (768–927 м). Если этот тренд продолжить до подошвы осадочного чехла (1170 м), то соленость поровых вод на ее уровне составит ~21,5 г/дм³. В интервале измерений в скважине она снизилась в полтора раза, что соответствует разбавлению пресной водой на 33%. Примерно в такой же пропорции уменьшилось содержание хлора. Значения Na/Cl до глубины ~600 м близки к нормальным для морской воды (0,8–0,85), но ниже по разрезу возрастает до 0,88–0,93, достигая 1,03 на глубинах 847 и 927 м (рис. 4а). Это свидетельствует о дополнительном поступлении натрия в поровый раствор, поскольку при его разбавлении

Соленость и состав поровых вод плиоцен-четвертичных отложений в скважине ODP-162-986 [Jansen et al., 1996]

Скважина №	м	Na (мМ)	K (мМ)	Li (мкМ)	Mg (мМ)	Ca (мМ)	Sr (мкМ)	Cl (мМ)	SO ₄ (мМ)	NH ₄ (мкМ)	Si (мкМ)	PO ₄ (мкМ)	pH	Щелочность	Соленость
986В	2.95	476	11.6	65	50.4	10.1	92	557	24.4	87	66	2.1	7.80	5.565	34.0
	7.45	480	11.5	42	46.3	8.2	87	560	18.4	424	189	2.1	7.67	8.474	34.0
986D	13.45	481	11.2	28	40.1	4.9	85	557	3.0	890	281	46.0	7.80	16.755	34.0
	22.95	474	10.6	19	39.0	3.8	82	565	0.0	1241	215	64.8	7.99	18.890	32.0
	51.45	477	8.7	32	33.7	4.1	80	560	0.0	2604	278	62	7.86	12.310	32.0
	86.55	458	7.3	46	28.8	5.0	83	556	0.4	3464	278	20.6	7.91	8.105	31.0
	113.95	450	5.9	47	27.3	5.2	86	546	0.8	3614	155	17.5	8.11	6.60	31.0
	131.24	453	5.4	50	26.3	5.3	85	546	0.6	3930	192	10.3	8.08	—	31.0
	170.30	448	4.4	80	24.8	7.4	92	540	0.4	4159	215	15.8	8.11	6.750	30.5
	199.20	454	4.3	108	22.7	8.2	94	546	0.6	4704	211	12.3	7.88	6.150	30.5
	245.70	458	4.3	127	19.0	9.6	117	550	1.4	4819	202	7.8	7.89	4.755	30.0
	266.50	458	3.2	121	17.5	10.7	126	547	1.0	5084	144	8.9	8.16	4.739	30.0
	303.50	457	2.5	151	15.6	11.6	142	542	0.7	4181	142	9.2	8.11	5.019	29.5
	338.69	451	2.8	203	14.1	13.5	153	539	0.4	3880	181	7.2	8.10	5.260	30.0
	362.70	448	2.4	196	12.5	14.4	164	530	1.0	3844	163	7.8	—	—	30.0
	391.6	442	2.0	225	11.9	14.7	171	528	0.3	4131	98	8.1	8.26	4.188	28.5
	437.25	415	2.1	280	12.8	15.9	182	523	1.1	4229	68	1.9	8.49	3.195	30.0
	528.15	389	1.6	279	9.9	15.4	154	480	1.5	3827	119	3.1	8.22	5.248	26.0
	556.95	381	1.7	259	9.6	15.8	149	468	3.7	3483	108	1.6	—	—	26.0
582.85	375	1.8	253	9.0	13.9	138	457	3.3	4441	97	2.7	8.44	4.328	26.0	
653.30	390	1.9	255	12.9	15.9	164	425	7.1	3081	171	1.6	—	—	26.0	
680.6	350	1.3	308	7.4	13.5	146	400	400	3725	119	2.1	—	—	27.0	
706.35	362	1.6	311	9.5	15.2	154	413	5.0	3483	104	1.6	8.37	24.932	25.5	
741.15	344	1.6	342	8.4	13.3	138	386	2.9	3783	232	2.5	7.88	33809	24.0	
768.45	340	1.4	416	5.6	14.4	151	366	1.5	2913	95	5.6	—	—	23.0	
792.75	344	1.3	444	5.6	13.8	151	369	2.6	3250	85	7.7	—	—	25.0	
846.77	330	1.4	523	4.8	10.6	130	328	1.1	3425	104	8.9	—	—	23.0	
883.95	336	1.3	—	—	5.3	9.9	—	—	1.9	2943	97	—	—	23.0	
927.40	375	1.6	—	—	9.1	12.0	123	363	5.6	2526	—	—	—	25.0	

Примечание. Прочерк — нет данных из-за недостаточного количества поровой воды.

пресной водой содержания натрия и хлора должны уменьшаться в равной степени.

Примечательно распределение щелочности поровых растворов. Она отражает содержание анионов слабых кислот, главную роль в составе которых в геологических разрезах играет HCO_3^- . В пересчете на этот анион щелочность поровых вод в керне повсеместно превышает (обычно в 2 раза и более) нормативное значение для морской воды (0.142 г/кг [Хорн, 1972]). В вертикальном разрезе фиксируются два максимума этого показателя. Верхний (в интервале 10–52 м) связан с продуцированием угольной кислоты вследствие сульфатредукции [Jansen et al., 1996]. Нижний приурочен к нижней части разреза – в поровых водах двух образцов щелочность превышает нормативные для морской воды содержания содержания HCO_3^- в 10–14 раз (см. таблицу). В данном случае резкий рост щелочности, указывающий на поступление в систему кислых газов (прежде всего CO_2), не связан с процессом сульфатредукции, и выяснение природы этого феномена является одной из проблем, обсуждаемых в данной статье.

Содержания калия и магния плавно уменьшаются вниз по разрезу, а затем с глубины порядка 440 м для калия и 750 м для магния стабилизируются (см. рис. 4б) на содержаниях в 6–8 раз более низких, чем нормативные для морской воды по [Хорн, 1972]. Из этого следует, что калий и магний расходуются в процессах диагенеза и катагенеза глинистых осадков (сорбция катионов поровой воды глинистыми минералами и пр.). Концентрации кальция и стронция в поровых растворах не зависят от их общей минерализации. В верхних 15–20 м они быстро снижаются в связи с осаждением бикарбоната кальция в зоне редукции сульфатов. Затем до глубины ~440 м концентрации кальция и стронция последовательно возрастают, а далее вниз по разрезу испытывая некоторые флуктуации, снова незначительно уменьшаются (см. рис. 4в). Подобное поведение этих металлов связано с неравномерным распределением в разрезе известковых микрофоссилий, а также с процессами диагенеза и катагенеза в осадочном чехле.

От упомянутых компонентов существенно отличается литий, являющийся, как и все редкие щелочные металлы, типоморфным элементом углекислых вод [Крайнов, 1973]. На глубине ~3 м от уровня морского дна его содержание превышает нормальное (0.17 мг/л) для морской воды [Хорн, 1972] в 2.7 раза. Вниз по разрезу оно быстро уменьшается и на глубине ~23 м становится незначительно (в 1.3 раза) меньше нормального. Начиная с этого уровня, концентрация лития в поровых водах плавно возрастает вниз по разрезу и в основании его опробованной части превышает исходное в 27 раз, лишь в интервале 480–670 м оно в целом стабилизируется. Далее, до глубины

846.7 м его содержание быстро увеличивается (см. рис. 4г) и при экстраполяции на глубину 1000 м достигает 600 мкМ (4.2 мг/л) – обычной концентрации для углекислых и термальных вод (>4 мг/л [Крайнов, 1973]). Содержание лития в подземных водах растет с увеличением их общей минерализации, его максимальные концентрации обнаружены в рассолах [Крайнов, 1973]. В рассматриваемом случае наблюдается обратная картина (см. таблицу, рис. 4а, г), что свидетельствует о поступлении этого элемента в осадочный чехол из фундамента.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследователи, изучавшие проходку скважины 986 [Jansen et al., 1996], полагали, что общее опреснение поровых вод, а также поведение хлора и натрия в вертикальном разрезе контролировалось двумя процессами: разложением метановых гидратов (до глубины 150 м) и переходом смектита в иллит (глубже 400 м) под влиянием высокого теплового потока (175.6 мВ/м²). Первый был предложен на основании высоких концентраций метана в скважине (начиная с глубины 20 м) и существования до глубины 150 м условий, благоприятных для стабилизации газогидратов. Однако в кернах газогидраты обнаружены не были. Переход смектита в иллит в разрезе скважины ODP162-986, по мнению упомянутых авторов, должен был происходить в интервале температур 60–135°C. Экстраполируя вниз по разрезу измеренный в его верхней части (26.5–62.3 м) геотермальный градиент (151.9°C/км), они пришли к выводу, что эти изотермы располагаются на глубинах, соответственно, 400 и 900 м ниже уровня морского дна. Следует отметить, что такая экстраполяция некорректна, поскольку вниз по разрезу теплопроводность осадков из-за уменьшения пористости и содержания воды возрастает и, следовательно, температурный градиент уменьшается.

Реальность процесса трансформации глинистых минералов не подтвердилась при более детальном изучении керна после завершения рейса 162 [Forsberg et al., 1999]. Оказалось, что в составе глинистой фракции преобладают смектит и хлорит с каолинитом (суммарно), а содержание иллита лишь изредка достигает в верхней части разреза 30–35%. С глубины 520 м и до забоя скважины господствующим глинистым минералом становится смектит, тогда как иллит присутствует в количествах, не превышающих 15–20% общего состава глин, уступая второе место каолиниту (рис. 5). Выяснилось также, что экстраполяция геотермического градиента за пределы интервала измерений температуры противоречит присутствию на глубине 955.7 м незрелого керогена, ука-

зывающего на интервал температур ниже 60–100°C.

“Газогидратная” гипотеза искусственно обособляет верхнюю часть (20–150 м) единой геохимической аномалии, выраженной по всему разрезу отчетливыми трендами общей минерализации поровых вод и отдельных содержащихся в них компонентов (см. рис. 4). В этой связи некорректность “смектит-иллитовой” гипотезы влечет за собой и отказ от предположения о деградации гидрата метана в верхней части осадочной толщи, тем более что в ядрах газогидраты не наблюдались. Показав несостоятельность обеих этих гипотез, С. Форсберг с соавторами [Forsberg et al., 1999] вкратце изложили суть одного из возможных, по их мнению, механизмов происхождения обсуждаемой геохимической аномалии. За источник солоноватой воды на гипабиссальных глубинах они предлагают принять переходные от континентальных к морским солоноватоводные фации (неудачно названные аллювиальными) на бровке шельфа. Эти осадки в виде гравитационных обломочных потоков достигали подножья континентального склона, сохраняя первичную поровую воду. Хотя отложения обломочных потоков в разрезе скважины 986 и выделяются [Jansen et al., 1996; Forsberg et al., 1999], предложенная гипотеза несостоятельна, поскольку она противоречит закономерному изменению по вертикали общей солености поровых вод, концентраций в них хлора и натрия, что невозможно при чередовании в геологическом разрезе отложений с разным содержанием солей. Кроме того, остается непонятной причина аномально высоких содержаний лития, снижающихся вверх по разрезу, и наличия нижнего максимума щелочности. Понимая слабость высказанных аргументов, упомянутые авторы считают, что для выяснения природы уникальной геохимической аномалии необходимы более детальные исследования.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ АНОМАЛИИ

Вопрос о происхождении обсуждаемой аномалии следует рассматривать в рамках более общей проблемы происхождения инверсионных (то есть обладающих меньшей минерализацией и плотностью, чем выше по разрезу) поровых и трещинно-жилых вод в осадочных чехлах. Так, инверсионными, связанными с молодым магматизмом, являются Кавказские минеральные воды [Абрамов и др., 2012]. Инверсионные гидрокарбонатно-натриевые поровые растворы относятся к одному из двух главных типов пластовых вод нефтегазона-

сных областей [Всеволожский, Киреева, 2010]. Ярким примером является Тюменская сверхглубокая скважина ТСГ-6. В ее стволе инверсионные гидрокарбонатно-натриевые поровые воды с минерализацией 7.3 г/л были получены из триасовых отложений на глубине около 4 км, а в интервале 6174–6300 м их минерализация составляет около 1 г/л [Матусевич и др., 2010].

Большинство гидрогеологов связывает формирование инверсионных поровых растворов с их разбавлением катагенной элизонной водой, образующейся при уплотнении, перекристаллизации и дегидратации глинистых минералов. Такая интерпретация, как было показано, неприменима для геохимической аномалии, зафиксированной в скважине ODP162-986. Между тем, существует и другое объяснение, в соответствии с которым формирование инверсионных вод связывается с поступлением в осадочный чехол высокотемпературных паро-газовых флюидов, насыщенных CO₂, непосредственно из фундамента [Всеволожский, Киреева, 2010; Матусевич и др., 2010; Киреева, Буданова, 2011]. Такая точка зрения соответствует все более популярным представлениям о существенной роли магматической воды в гидротермальных системах [Muffler et al., 1992]. Вопрос о ювенильном или метеорном происхождении такой воды в данном случае не является принципиальным, поскольку по современным представлениям атмосферная вода проникает глубоко в литосферу. По мнению В.П. Зверева, существование глубинных зон разломов и трещиноватости “приводит к формированию гидротермальных конвективных ячеек, нисходящим звеном которых являются холодные океанические или атмосферные инфильтрационные воды, а восходящими – высокотемпературные гидротермы” [Зверев, 2011, с. 55]. В рассматриваемом случае нисходящим звеном такой конвективной ячейки, по аналогии с другими океаническими гидротермальными системами, могла служить морская вода, просачивавшаяся во второй слой океанической коры по многочисленным разрывным нарушениям восточного фланга хребта Книповича [Пейве, Чамов, 2008]. Источником воды при формировании обсуждаемой геохимической аномалии могли быть и атмосферные осадки, проникающие в породы океанической коры по неотектонически активным разломам архипелага Шпицберген. В обоих вариантах предполагается, что восходящая ветвь гидротермальной ячейки была приурочена к разлому акустического фундамента в районе расположения скважины ODP162-986.

Рис. 4. Изменение разных геохимических параметров по глубине скважины ODP162-986, по [Jansen et al., 1996].

а – соленость поровых вод (1) и отношение Na/Cl (2); б, в – концентрация в поровых водах калия (3), магния (4), натрия (5), хлора (6), стронция (7), кальция (8); г – концентрация лития (9) и щелочность (10).

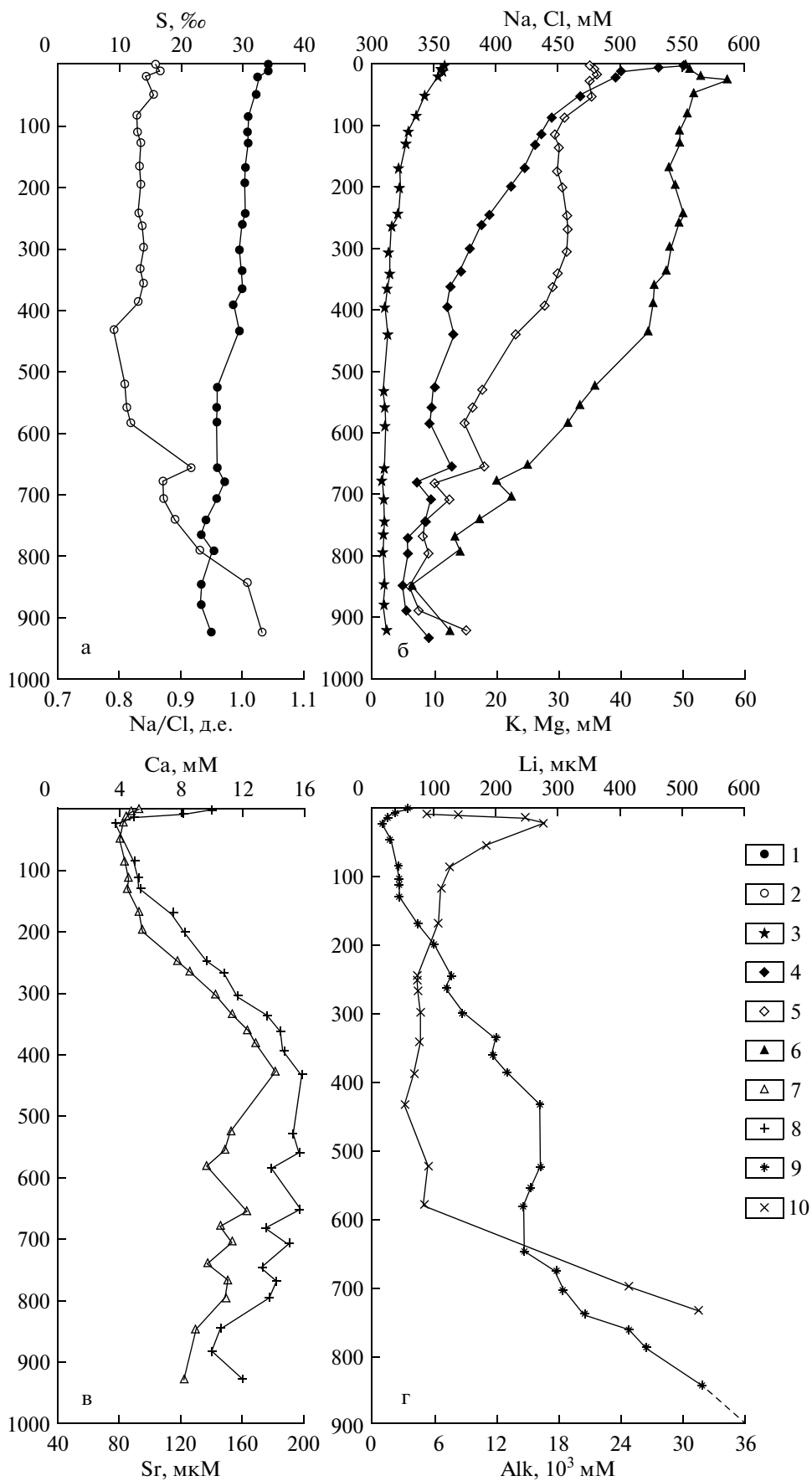
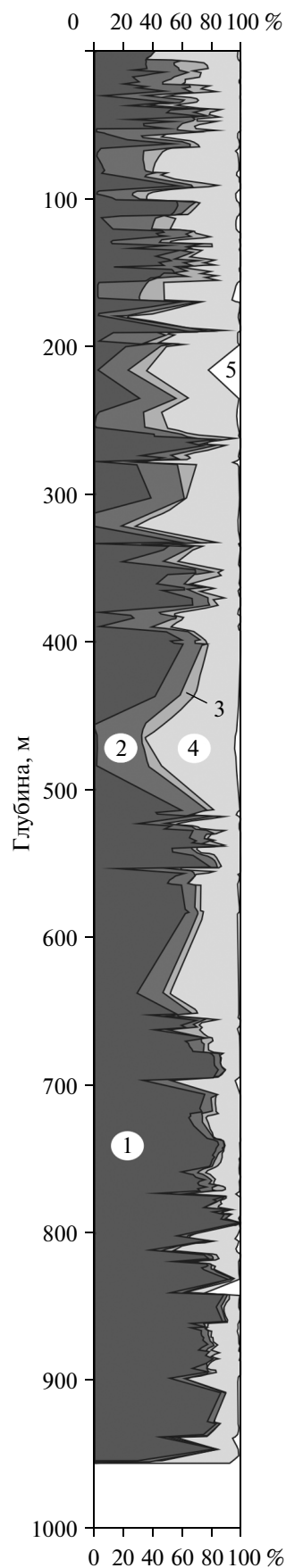


Рис. 5. Минеральный состав глинистой фракции в скважине ODP162-986, по [Forsberg et al., 1999].

1 – смектит, 2 – иллит, 3 – хлорит, 4 – каолинит, 5 – кварц.

В последние годы проявляется все больший интерес к поведению жидкостей и газов в условиях, когда давление и температура находятся выше критической точки, при переходе через которую различие между ними исчезает. Это помогает понять, почему поступившая в осадочный чехол из зоны высоких давлений и температур в фундаменте вода океанического или метеорного происхождения является пресной. Флюид в сверхкритическом (СК) состоянии обладает как диффузностью газа, так и многими сольватационными свойствами жидкости. Обычно используемый для такой системы термин “флюид” отражает недостаточное понимание ее молекулярной структуры [Горбатов, Бондаренко, 2007] и в дальнейшем этот условный термин используется лишь для краткости изложения. Не вдаваясь в сложные и часто дискуссионные аспекты теории строения сверхкритических флюидов, роль которых чаще всего играют H_2O , CO_2 , CH_4 и H_2 , отметим лишь некоторые важные для решения практических задач их свойства. Эти флюиды характеризуются очень низкой вязкостью и повышенной диффузионной способностью, что существенно облегчает их проникновение даже в породы с низкими коллекторскими свойствами [Лифшиц, 2009]. Для воды критическим давлением (P_k) является 220.64 бар и температура (T_k) 373.946°C. [Handbook ..., 1959]. При переходе через нее вода становится неполярным растворителем, “сбрасывая” все находившиеся в ней ранее в ионной форме минеральные компоненты (поэтому СК-флюид H_2O гораздо более опреснен, чем жидкая вода) и приобретая способность к растворению жидкого и твердого органического вещества. Гипсометрически выше критической точки, в интервале температур 374–100°C, вода находится в субкритическом состоянии и при определенном соотношении температуры и давления становится жидкой со свойствами полярного растворителя. При этом, образуются ионные растворы, а органические вещества из нее экстрагируются в самостоятельную фазу.

Важным компонентом магматических флюидов является CO_2 , большая часть которого, по современным оценкам, продуцируется из магматических очагов путем эмиссии по зонам повышенной проницаемости и диффузионного просачивания [Allard, 1992]. Критическими для CO_2 являются $T_k = 30.9782^\circ C$ и $P_k = 73.773$ бар [Handbook ..., 1959]. СК-флюид CO_2 – неполярный растворитель. Он переводит в раствор непо-



лярные органические вещества нефтяного ряда и при переходе в газ выделяет их.

Прямым примером существования поднимающегося из магматического очага к поверхности Земли потока сверхкритических флюидов H_2O и CO_2 могут служить результаты бурения скважины по Исландскому проекту глубокого бурения (IDDP). Скважина IDDP-1 на глубине 2.1 км достигла расплавленных пород. Быстро остывающая магма риолитового состава проникла в ствол скважины и закупорила ее нижнюю часть 20-метровой пробкой обсидианового стекла. Температура субкритических флюидов H_2O , CO_2 , H_2S и HCl в устье скважины достигла $410^\circ C$ при давлении 40 бар, что превышает критические точки для перечисленных веществ, за исключением воды. Конденсат последней в устье скважины, являющийся продуктом адиабатического охлаждения СК-флюида H_2O при уменьшении давления ниже критической точки, был пресным [Armannsson, 2010].

Структурное положение скважины ODP162-986 (см. рис. 1) в сочетании с высоким тепловым потоком подтверждают предположение о существовании в недрах района ее заложения магматического очага. В пользу этого свидетельствует и геодинамическое единство субмеридиональных структур раскрытия северо-восточного сектора Атлантики, примыкающего к проливу Фрама. По мнению Ю.Г. Леонова [Хуторской и др., 2009] упомянутое единство распространяется на площади с корой как континентального (Шпицберген), так и океанического (хребет Книповича) типа. В области с континентальной корой к таким структурам, в частности, относятся субмеридиональные фиорды и проливы архипелага Шпицберген, а также окаймляющий Шпицбергенскую банку с востока желоб Орла (Квитойя). Он характеризуется субмеридиональной линейной аномалией теплового потока (до 519 мВт/м^2), многократно превышающей фоновые значения. Экстраполяция результатов измерений вниз по разрезу предсказывает, что уже на глубинах 6.5–7 км под дном желоба можно ожидать солидных температур [Хуторской и др., 2013]. Вблизи некоторых субмеридиональных фиордов в северо-западной части архипелага расположены вулканы, приуроченные к разломам такого же направления. Период их активности примерно соответствует времени формирования осадочного чехла, вскрытого скважиной ODP162-986: возраст наиболее древних извержений от 2.7 ± 1 до 2.0 ± 1 млн лет, тогда как самые молодые происходили в среднем голоцене. В этих же районах известна гидротермальная активность в виде ныне действующих термальных источников [Хуторской и др., 2009]. Полоса термальной активности, приуроченная к северному продолжению зоны разлома Медве-

жинский желоб-мыс Серкапп, зафиксирована и вдоль западной окраины Шпицбергена (см. рис. 1). В окрестностях южной оконечности этой разломной зоны непосредственно под осадками тыловой части проградационного осадочного клина, расположенного в устье Медвежинского желоба, бурением вскрыты отложения сейсмогенных детритовых потоков мощностью около 150 м, состоящие преимущественно из песчаников с обильным вулканокластическим материалом (см. рис. 1). Он представлен стекловатым пеплом, лапиллями и крупными кусками быстро остывшей лавы континентальных оливиновых и гиперстеновых базальтов переходных от субщелочных к щелочным, сходных с плиоцен-четвертичными базальтами Шпицбергена. Времени начала позднеплиоцен-четвертичной вулканической активности последнего соответствует и изотопный возраст вулканокластики, датированной по $K-Ag$ и $^{40}Ar-^{39}Ar$ (2.3 млн лет). Вулканический аппарат располагался восточнее скважины, вскрывшей молодую вулканокластику, возможно, в зоне разлома Медвежинский желоб-мыс Серкапп (см. рис. 1), а магматический очаг имел глубину ~30 км [Mørk, Duncan, 1993].

Если предположить существование подобного магматического очага и в районе обсуждаемой геохимической аномалии, то все ее особенности можно связать не с процессами диагенеза и катагенеза в осадках, а с влиянием восходящего из этого очага потока сверхкритических флюидов, в которых главная роль принадлежала воде. Этот поток вносит конвективную составляющую в тепловой поток, что является одной из причин аномально высокого значения последнего по измерениям в скважине. При уменьшении температуры и давления СК-флюид H_2O первый переходит в субкритическое состояние и на некоторой глубине в породах фундамента становится гидротермальной водой со свойствами полярного растворителя. Унаследовав от сверхкритического флюида практически полное отсутствие какой-либо минерализации, эта вода, проникая в осадочный чехол, разбавляла седиментационные поровые растворы. По всей вероятности, процесс происходил конседиментационно, вследствие чего степень разбавления является функцией времени, уменьшаясь вверх по разрезу плиоцен-четвертичных отложений. В результате в этом направлении происходит закономерное увеличение общей минерализации поровых вод и концентрации в ней хлора и натрия с постепенным приближением к нормативным для морской воды значениям. Небольшие флуктуации трендов солености поровых вод и содержаний в них отдельных компонентов, вероятно, объясняются различиями в фильтрационной проводимости разных горизонтов осадочного чехла, а также изменением соотношений между поступлением катионов в восхо-

дующем потоке пресной воды и их сорбцией глинистыми минералами.

Содержание лития, поступающего из фундамента вместе с пресной водой вверх по разрезу, наоборот, постепенно снижается до нормативных значений. Небольшой верхний максимум концентраций этого элемента (см. рис. 4г), как и предполагалось в работе [Jansen et al., 1996], связан с процессом сульфат-редукции. В результате этого процесса поровый раствор обогащался CO_2 , что приводило к частичному растворению присутствовавших в твердой фазе карбонатов и катионному обмену кальция поровых вод с литием поглощенного комплекса глинистых минералов. Содержание натрия, поступающего из фундамента вместе с пресной водой, также снижается вверх по разрезу, что фиксируется изменением соотношения Na/Cl (см. рис. 4а).

Наличие нижнего максимума щелочности, верхняя граница которого располагается на глубине ~600 м (см. рис. 4г), указывает на присутствие в составе глубинных сверхкритических флюидов CO_2 . Возможно, с его «разгрузкой» после перехода в субкритическое состояние обусловлено наличие в нижней части ствола скважины (с глубины ~540 м) заметных количеств углеводородов нефтяного ряда ($\text{C}_5\text{—C}_6$) [Jansen et al., 1996]. Резкий излом графика изменения щелочности в вертикальном разрезе на глубине около 600 м, выше которой этот показатель стабилизируется, по-видимому, объясняется постепенным падением гидростатического давления. В связи с этим концентрация поступающего из фундамента углекислого газа, растворенного в воде и находящегося под большим давлением, вверх по разрезу последовательно снижается из-за его удаления из раствора. Процесс завершается на глубине ~600 м, начиная с которой количество углекислого газа в поровых водах соответствует его растворимости при существующих температуре и гидростатическом давлении (уменьшение растворимости CO_2 из-за падения давления вверх по разрезу компенсируется ее увеличением из-за падения температуры).

Весьма важным представляется присутствие в поровых водах осадочного чехла лития в концентрациях, многократно превышающих обычные для морской воды (см. таблицу, рис. 4г). Как правило его наиболее высокие содержания приурочены к углекислым термам хлоридного, хлоридно-гидрокарбонатного и гидрокарбонатного состава, контактирующих с кислыми кристаллическими породами [Крайнов, 1973; Басков, Суриков, 1989; Назаренко, 2003], хотя они известны также в термальных водах, выщелачивающих базальты, риолиты, грауваккии, сланцы и эвапориты [Крайнов, 1973]. Гидротермы приурочены к неотектонически активным площадям с позднечет-

вертичным и современным вулканизмом. Для лития обычно характерна высокая положительная корреляционная связь с другими щелочными металлами, особенно с рубидием, цезием и калием. В исследованных поровых растворах рубидий и цезий не определялись, тогда как положительная корреляция с калием в них явно отсутствует. Возможно, это связано с расположением скважины ODP162-986 практически над присутствующим на глубине магматическим очагом: в работе [Крайнов, 1973] показано, что в породах, расположенных вблизи магматических камер, отношение калия к редким щелочным элементам в воде снижается на один-два порядка величины по сравнению с этим отношением в горных породах в частности в гранитах.

На основании возраста осадков, вмещающих поровые воды аномального состава, можно полагать, что поток флюидов возник не ранее, чем 2.6 млн лет назад и существовал по крайней мере до второй половины позднего плейстоцена. Это подтверждается и положением верхней границы аномальной минерализации поровых растворов в интервале 13.45–22.95 м от поверхности дна (см. таблицу) внутри отложений верхнего стратиграфического подразделения, датированного поздним плейстоценом-голоценом [Jansen et al., 1996]. Вполне вероятно, что опреснение поровых растворов продолжается донныне, в пользу чего свидетельствует их незначительно пониженная соленость (34 г/дм^3) в трех верхних образцах керна (2.95–13.45 м), тогда как соленость придонных вод в районе вскрывшей аномалию скважины — 34.9 г/дм^3 [Institute ..., 2011].

Функционирование восходящего потока флюидов в районе бурения скважины ODP162-986 началось практически одновременно с началом позднеплиоцен-четвертичного базальтового вулканизма на Шпицбергене и вблизи устья Медвежинского желоба (см. рис. 1). Это указывает на общую для региона неотектоническую активизацию с образованием новых и обновлением ранее существовавших разломов и зон трещиноватости, которые обеспечили гидравлическую связь магматических очагов с поверхностью фундамента. На Шпицбергене и в устье Медвежинского желоба эти очаги расположены в области распространения коры континентального типа, поэтому вполне возможно, что скважина, вскрывшая уникальную геохимическую аномалию на гипабиссальных глубинах между Шпицбергом и хребтом Книповича, пробурена на площади развития континентальной коры. В пользу этого говорит наличие лития и натрия во флюидах, распресняющих поровые воды осадочного чехла.

Присутствие фрагментов утоненной континентальной коры на океанических глубинах предполагается в Гренландской котловине (см.

рис. 1), где между 77-й и 79-й параллелями существует область со слабыми аномалиями Буге. В пределах хребта Ховгард это подтверждено сейсмическими данными [Пейве, 2009]. Не исключено, что выступ акустического фундамента, формирующий подводную возвышенность, на склоне которой пробурена скважина ODP162-986, является фрагментом континентальной коры, расположенным на юго-восточном продолжении хребта Ховгард, но по другую сторону от хребта Книповича (см. рис. 1–3).

Выделяющиеся из магматического очага глубинные сверхкритические флюиды, находясь под высоким давлением, распространялись вверх по зоне разлома и путем диффузии, а перейдя в субкритическое состояние — только по зоне разлома. В осадочном чехле движение восходящего потока происходило, в основном, по системе вторичных разрывов в области динамического влияния разлома фундамента [Шерман и др., 1983; Крапивнер, Скоробогатко, 2012]. На существование таких разрывов (см. рис. 3) косвенно указывают отмеченные в керне скважины ODP162-986 с глубины 562 м трещины и наклоны слоев, изменяющиеся от первых градусов до 70°. Определенную роль играла и диффузия флюидов в латеральных направлениях. Поскольку рассматриваемая геохимическая аномалия вскрыта одной скважиной, ее размеры, конфигурация в плане и поперечном разрезе, а также расположение разломов, по которым поступали флюиды, неизвестны. В этой связи положение разлома фундамента и области его динамического влияния в осадочном чехле, изображенные на рис. 3, следует рассматривать лишь как принципиальную схему. Столь же предположительны и контуры возможного фрагмента утоненной континентальной коры в районе скважины ODP162-986 (см. рис. 1), признаком существования которого может считаться обнаруженная в этой скважине геохимическая аномалия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Аномалия солености и состава поровых вод осадочного чехла, выявленная в скважине 986 рейса ODP162, несмотря на ее уникальность для океанических условий, имеет аналоги, давно известные в районах развития углекислых гидротерм, в пластовых водах нефтегазоносных областей, и уже после завершения рейса ODP162 установленные в одной из гидротермальных систем Исландии. По мнению авторов данной статьи, обсуждаемая геохимическая аномалия возникла в результате поступления из магматического очага потока сверхкритических флюидов, основным компонентом которых является H_2O , а вторым по значимости — CO_2 . Вверх по разрезу в связи с падением давления и температуры надкритический

флюид становится углекислой жидкой водой, способной растворять минеральные компоненты. Эта очень слабо минерализованная вода, содержащая катионы натрия и лития, поступает в осадочный чехол, опресняя его поровые растворы. Важным показателем рассматриваемого процесса является изменение вверх по разрезу не только солености поровых вод, но также содержания лития, отношения Na/Cl и щелочности. Вместе с данными по Исландии [Armannsson, 2010] охарактеризованная аномалия служит серьезным аргументом в пользу точки зрения гидрогеологов, объясняющих формирование инверсионных пластовых вод поступлением насыщенных CO_2 паровых флюидов из фундамента. Наличие геохимической аномалии рассмотренного типа в осадках океанической котловины с неопределенным типом земной коры указывает на ее неотектоническую активность и возможное присутствие в регионе фрагмента континентальной коры. Аномалия, учитывая ее структурную позицию, заслуживает проведения детальных геолого-геофизических и геохимических исследований, которые могут существенно уточнить представления о природе хребта Книповича и типе земной коры в его окрестностях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамов В.Ю., Боровский Б.В., Лизогубов В.А., Язвин А.Л. Новый взгляд на формирование ресурсов и термо-газохимического состава углекислых минеральных вод Эссентукского и Нагутского месторождений // Труды Всероссийской конференции с участием иностранных ученых "Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами". Томск, 2012. С. 188–212.
- Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Земли. Л.: Недра, 1989. 245 с.
- Всеволожский В.А., Киреева Т.А. Влияние глубинных газопаровых флюидов на формирование пластовых вод нефтегазовых месторождений // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2010. № 3. С. 57–62.
- Горбатый Ю.Е., Бондаренко Г.В. Сверхкритическое состояние воды // Сверхкритические флюиды: теория и практика. 2007. Т. 2. № 2. С. 5–19.
- Гусев Е.А., Шкарубо С.И. Аномальное строение хребта Книповича // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 2. С. 165–182.
- Зверев В.П. Подземная гидросфера. Фундаментальные проблемы гидрогеологии. М.: Научный мир, 2011. 258 с.
- Киреева Т.А., Буданова Д.И. Анализ генезиса рассолов фундамента Западно-Сибирского артезианского бассейна на основе использования генетических коэффициентов // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2011. № 3. С. 51–55.
- Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах (в связи с геохимическими поисками месторождений). М.: Недра, 1973. 295 с.
- Крапивнер Р.Б., Скоробогатко А.В. Разрывные нарушения четвертичного чехла как отражения тектоники

- фундамента (о. Колгуев, Баренцево море) // Геотектоника. 2012. № 5. С. 44–62.
- Лифшиц С.Х.* Механизм образования нефти в сверхкритическом потоке глубинных флюидов // Вестник РАН. 2009. Т. 79. № 3. С. 261–265.
- Матусевич В.М., Курчикова А.Р., Ковяткина Л.А.* Актуальные проблемы нефтегазовой геологии Западно-Сибирского мегабассейна // Современная гидрогеология нефти и газа. Фундаментальные и прикладные вопросы. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 85-летию А.А. Карцева / Под ред. А.Н. Дмитриевского. М.: ГЕОС, 2010. С. 55–61.
- Назаренко В.С.* Закономерности накопления лития в подземных водах мезозойских отложений восточно-предкавказской нефтегазонасыщенной области // Проблемы современной гидрогеохимии. Новочеркасск: Темп, 2003. С. 104–111.
- Пейве А.А.* Аккреция океанической коры в условиях косоугольного спрединга // Геотектоника. 2009. № 2. С. 5–19.
- Пейве А.А., Чамов Н.П.* Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. 2008. № 1. С. 38–57.
- Хорн Р.* Морская химия (структура воды и химия гидросферы). М.: Мир, 1972. 399 с.
- Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков В.Р., Ахмедзянов В.Р.* Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // ДАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 227–233.
- Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В. и др.* Геотермия Арктических морей // Тр. ГИН РАН. Вып. 605. М.: ГЕОС, 2013. 231 с.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
- Шпилов Э.В.* Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // ДАН. 2005. Т. 402. № 3. С. 375–379.
- Шкарубо С.И.* Особенности спрединга в северной части Норвежско-Гренландского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. С. 101–114.
- Allard P.* Diffuse degassing of carbon dioxide through volcanic system: observed facts and implications // Geological Survey of Japan. 1992. № 279. P. 7–11.
- Armannsson H.* The Chemistry of Krafla Geothermal System in Relation to the IDDP Well // Proceedings World Geothermal Congress. Bali, Indonesia. 2010. P. 1–5.
- Faleide J.I., Solheim A., Fiedler A. et al.* Late Cenozoic evolution of the western Barents Sea–Svalbard continental margin // Global and Planetary Change. 1996. V. 12. P. 53–74.
- Forsberg F., Solheim A., Elverhøi A. et al.* The depositional environment of the Western Swalbard Margin during the late Pliocene and the Pleistocene: sedimentary facies changes at site 986 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results / Eds Raymo M.E., Jansen E., Blum P., Herbert T.D. 1999. V. 162. P. 233–246.
- Handbook of chemistry and Physics. Cleveland: Ohio Rubber Publishing Co., 1959. P. 2303–2305.
- Institute of oceanology Polish Academy of Science. Cruise Report RV Oceania, AREX, 2011. 21 p.
- Jansen E., Raymo M.E., Blum P. et al.* Shipboard Scientific Party. Site 986. // Proc. ODP, Init. Repts., 162: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1996. P. 288–332. doi: 10.2973/odp.proc.i.r.162.109.
- Muffler L.J.P., Hedenquist J.W., Kesler S.E., Izava E.* Japan-US Seminar on magmatic contribution to hydrothermal system // Geological survey of Japan. 1992. Report № 279. P. 1–6.
- Mørk M.B.E., Duncan R.A.* Late Pliocene basaltic volcanism on the Western Barents Shelf margin: implications from petrology and ^{40}Ar – ^{39}Ar dating of volcanoclastic debris from a shallow drill core // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1993. V. 73. P. 209–225.
- Myhre A.M., Eldholm O.* The western Swalbard margin (74°–80° N) // Mar. Pet. Geol. 1988. 5. P. 134–156.
- Shipboard Scientific Party Explanatory notes // Proc. ODP, Init. Rept., 162. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1996. P. 25–45.