

СВОЙСТВА ЛЬДА И МЕРЗЛЫХ ПОРОД

УДК 551.345

ЛЬДИСТОСТЬ ПОРОД КРИОГЕННОЙ ТОЛЩИ ГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР
СЕВЕРНОГО ЯМАЛА

Ю.Б. Баду

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; yubadu@mail.ru*

Исследована льдонасыщенность грунтов криогенной толщи северного Ямала в разрезах газоносных структур. Выявлены различия в их засоленности, связанные с условиями накопления осадков и их промерзания в позднем плейстоцене. Определена величина минерализации поровой влаги, при которой происходило льдовыделение в дисперсных грунтах.

Газоносная структура, криогенная толща, суммарная льдистость, степень засоленности, минерализация поровой влаги, соленость морской воды

ICE CONTENT OF CRYOGENIC STRATA IN GAS-BEARING STRUCTURES
ON THE NORTHERN YAMAL

Yu.B. Badu

*Lomonosov Moscow State University, Department of Geography,
119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; yubadu@mail.ru*

Investigation of the ice content of the ground in the cryogenic sections of the gas-bearing structures (Northern Yamal) has been carried out. The differences in salinity due to the conditions of accumulation and freezing of the sediments in Late Pleistocene have been revealed. The value of the pore water mineralization, at which ice-segregation occurs in disperse ground, has been determined.

Gas-bearing structure, cryogenic strata, total ice content, degree of salinity, pore water mineralisation, sea water salinity

ВВЕДЕНИЕ

Освоение газоносных структур (ГС) Ямала осложняется широким распространением льдистых и засоленных мерзлых грунтов, нередко содержащих линзы криопэггов. Присутствие солей в поровой влаге грунтов существенно влияет на температуру замерзания и фазовый состав влаги и, как следствие, на механические свойства мерзлых пород. Кроме того, засоленность грунтов (точнее, минерализация поровой влаги) воздействует на льдовыделение при эпихронном или синхронном промерзании. Данные о степени засоленности пород и минерализации поровой влаги существенно дополняют представление о криолитологическом облике криогенной толщи [Баду, Харьюзов, 1986; Дубиков и др., 1986; Григорьев, 1987; Дубиков, 2002; Баду, 2006, 2013; Ривкин и др., 2007].

ХАРАКТЕРИСТИКА РАССМАТРИВАЕМЫХ ГС

Харасавэйская ГС расположена на западном побережье северного Ямала в подзоне типичных

субарктических тундр (рис. 1). Абсолютные отметки поверхности составляют в основном 10–20 м и увеличиваются до 30–32 м в северной части месторождения. Плоский и холмистый рельеф расчленен речной и овражной сетью. В прибрежной зоне выделены позднеплейстоценовые морские террасы: первая (абс. отм. 8–12 м), вторая (абс. отм. 12–25 м) и третья (абс. отм. 30–32 м). Низкая и высокая лайды шириной от 20–25 до 500 м окаймляют береговую линию [Баду, 2006].

Бованенковская ГС расположена в пределах плоской аккумулятивно-абразионной равнины, сильно заозеренной и заболоченной (см. рис. 1). Абсолютные отметки поверхности изменяются от 0.5–3.0 м на низкой пойме до 41–45 м на местных водоразделах. Равнина имеет двухступенчатое строение: крупные останцы III морской позднелейстоценовой террасы разделены плоской поверхностью пойм рек Надуйяха, Сеяха, Мордыяха, занимающей более половины территории [Баду, Подборный, 2013б].

Южно-Тамбейская ГС расположена на восточном побережье полуострова (см. рис. 1) в пределах расчлененной овражной сетью плоской аккумулятивной равнины с низкими высотными отметками лайд (до 3–5 м). В ее прибрежной части расположены лагунно-морские террасы: первая (позднеплейстоцен-голоценового возраста, абс. отм. до 12 м), вторая и третья (позднеплейстоценовые, абс. отм. до 20 и 30–32 м соответственно) [Трофимов, 1980].

Из материалов работ [Бадю, Трофимов, 1974; Трофимов, 1980, 1986; Бадю, 2006, 2011а, б, 2013] известно, что:

- ранне- и среднеплейстоценовые отложения исследованной территории накапливались в открытом морском бассейне, соленость вод которого не превышала величины солености современного Карского моря;

- позднеплейстоценовые рельефообразующие отложения накапливались в литолого-фациальных обстановках открытого морского бассейна (мыс Харасавэй), морского залива-лагуны (низовья рек Мордыяха и Сеяха (Мутная)) и устьевой части эстуария пресноводной Обской губы;

- отложения салехардской свиты, слагающие поверхность водораздельной равнины в осевой части полуострова, промерзали в течение позднего плейстоцена после длительного периода диагенетических изменений;

- позднеплейстоценовые отложения промерзали уже на разделенных сушей прибрежных участках морской, лагунно-морской и эстуарной седиментации;

- в суровом климате позднеплейстоценовые отложения этих участков промерзали синхронно

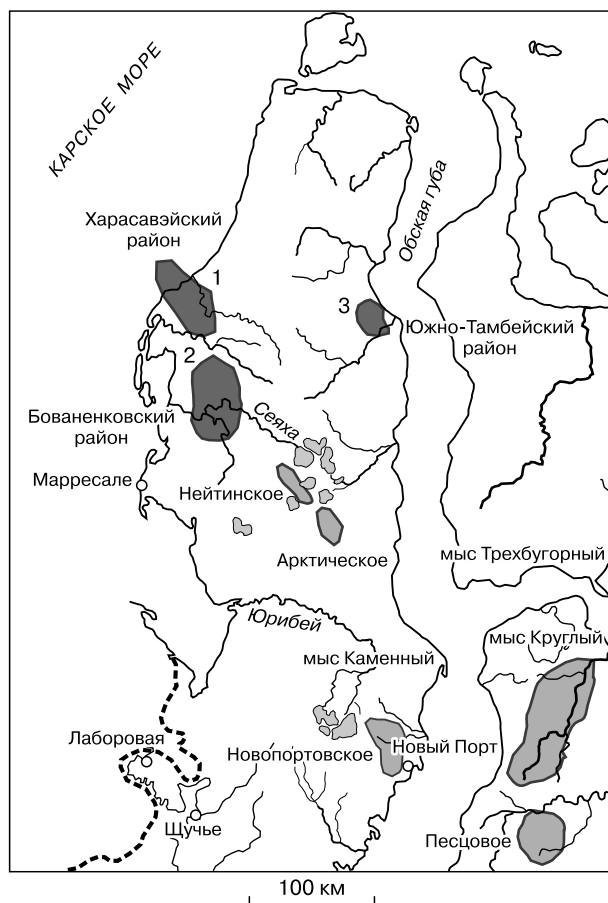
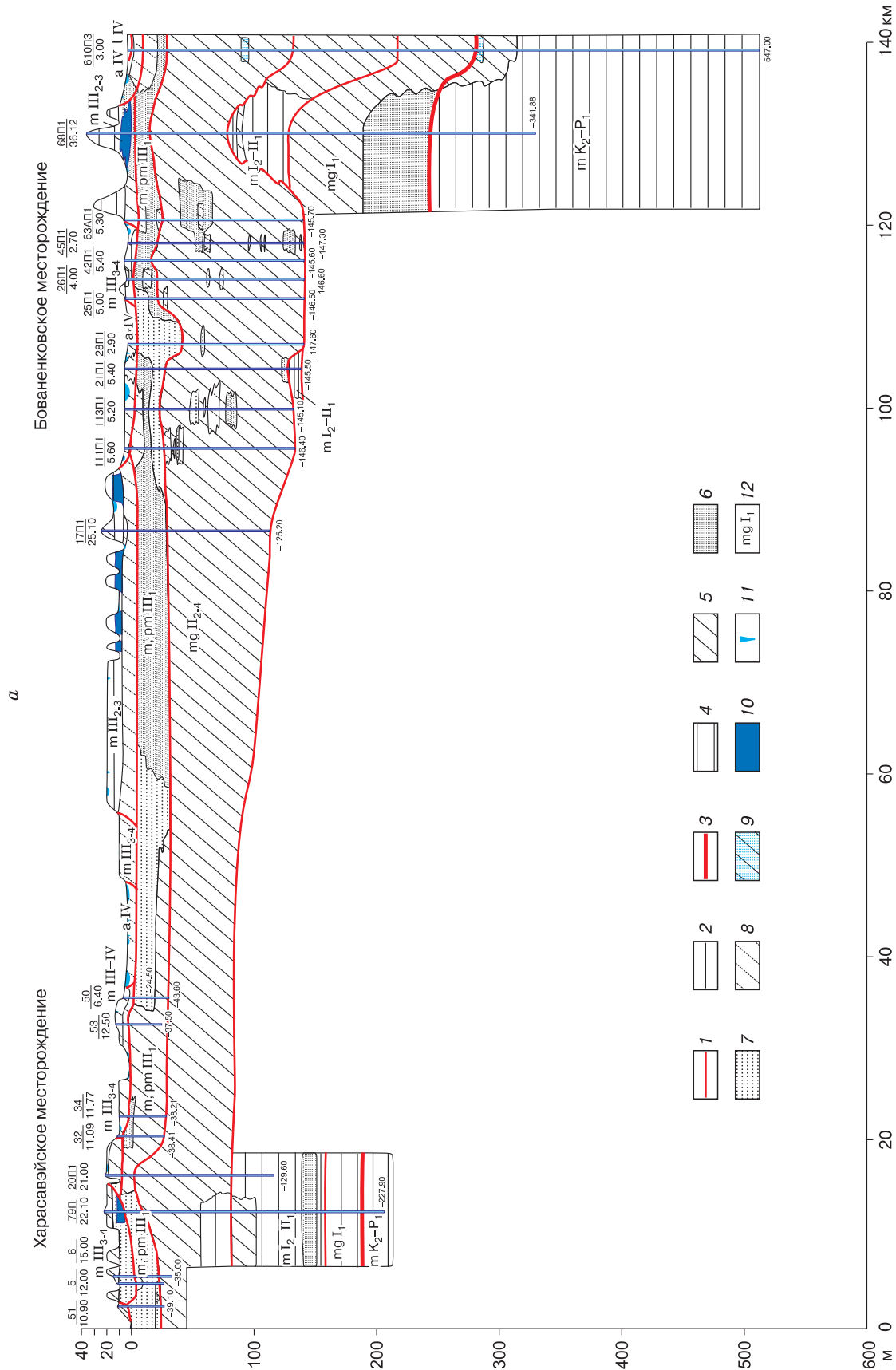


Рис. 1. Схематическая карта района исследований.

1 – Харасавэйская газодонная структура; 2 – Бованенковская газодонная структура; 3 – Южно-Тамбейская газодонная структура.

Льдистость, засоленность и минерализация поровой влаги тонкодисперсных пород в разрезах ГС

Показатель	Стратиграфический индекс генетических типов отложений						
	aIV	mIII ₃₋₄	mIII ₂₋₃	pmIII ₁	mgII ₂₋₄	mI _{2-II₁}	mgI ₁
<i>Харасавэйская ГС</i>							
I_{tot}	0.56	0.55	–	0.30	0.15	–	0.27
i_i	0.28	0.15	–	0.05	0.03	–	0.02
i_m	0.28	0.40	–	0.25	0.12	–	0.25
$D_{sal}, \%$	–	0.15	–	0.10	0.54	–	0.35
$M, г/л$	–	5.0	–	7.0	36.0	–	27.0
<i>Бованенковская ГС</i>							
I_{tot}	0.59	0.53	0.50	0.47	0.26	0.19	0.12
i_i	0.30	0.28	0.28	0.06	0.07	0.10	0.05
i_m	0.29	0.25	0.22	0.41	0.19	0.18	0.07
$D_{sal}, \%$	0.25	0.31	0.83	0.17	0.75	0.31	0.28
$M, г/л$	3.80	8.01	20.70	7.80	37.10	27.70	29.60
<i>Южно-Тамбейская ГС</i>							
I_{tot}	–	0.62	0.53	0.40	0.19	0.26	–
i_i	–	0.27	0.20	0.03	0.03	0.02	–
i_m	–	0.35	0.33	0.37	0.16	0.24	–
$D_{sal}, \%$	–	0.48	0.54	0.33	0.80	0.49	0.48
$M, г/л$	–	20.4	82.4	29.7	124.8	42.5	–



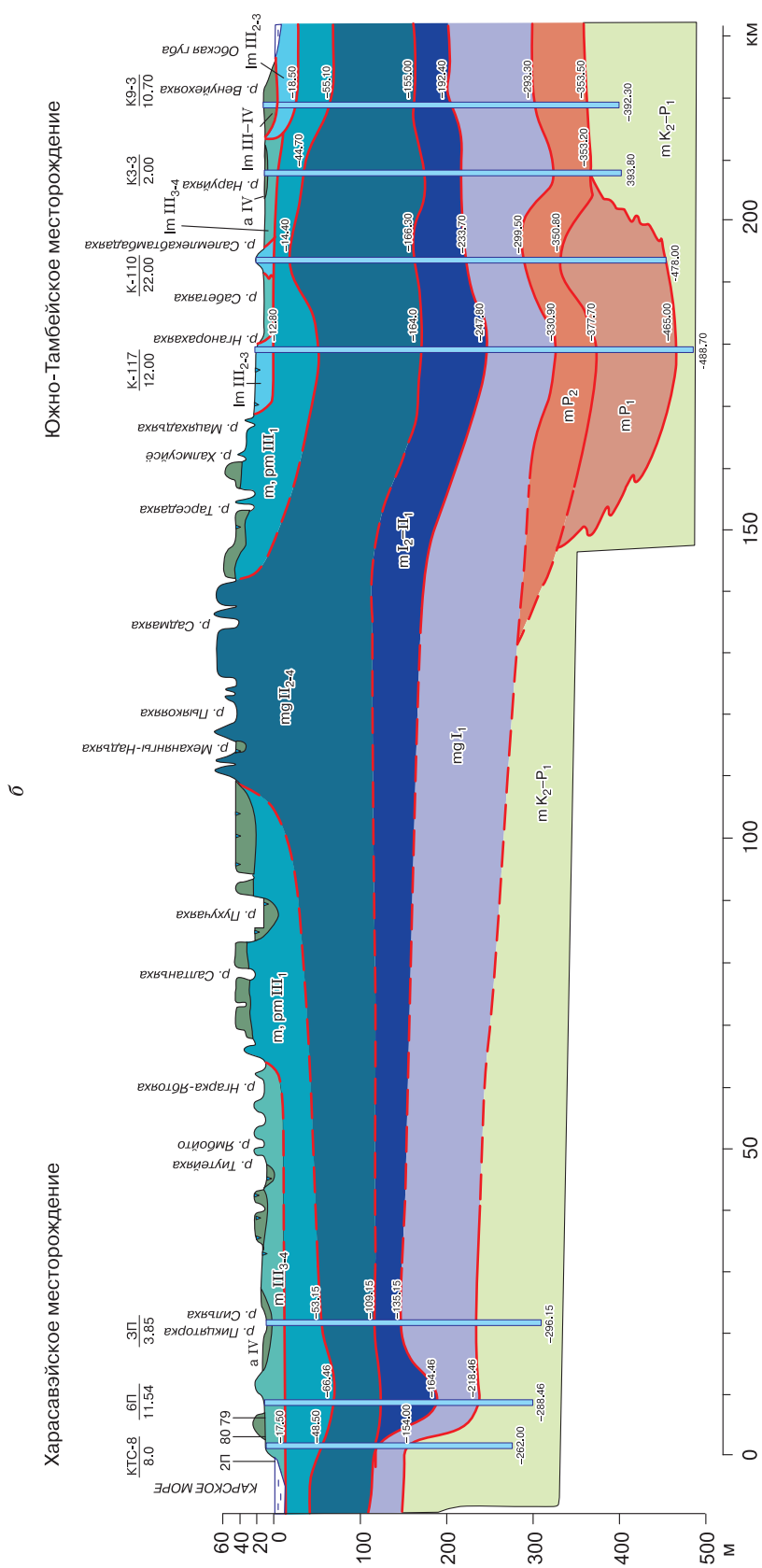


Рис. 2. Геологический разрез отложений газоносных структур северного Ямала [Бадю, 2011, 2013].

a – Харасавэйская и Бованенковская ГС; *б* – Харасавэйская и Южно-Тамбейская ГС. Границы: *1* – стратиграфическая, *2* – литологическая, *3* – подшоша четвертичных отложений. Литология: *4* – глина, *5* – суглинок, *6* – песок пылеватый, *7* – песок мелкий, *8* – супесь, *9* – суглинок с водонасыщенным песком. *10* – лед; *11* – полигонально-жильный лед. *12* – генезис и возраст стратиграфических подразделений.

осадконакоплению, формируя синкриогенную пачку криогенной толщи северного Ямала.

Условия формирования льдистости в промерзавших плейстоценовых отложениях исследованных районов были сильно неоднородными. Для их характеристики в таблице приведены стратиграфический индекс отложений и их генетические типы – аллювиальный, морской, прибрежно-морской, ледниково-морской (рис. 2), засоленность, суммарная и шлировая льдистость пород, минерализация порового раствора.

В разрезах ГС суммарная льдистость пород синкриогенной пачки (позднеплейстоценовой) в 2–3 раза выше льдистости эпикриогенной (средне- и раннеплейстоценовой) мерзлой толщи.

Суммарная льдистость изменяется в разрезах (см. таблицу): Харасавэйской ГС – от 0.10–0.15 в эпикриогенной части до 0.20–0.65 в синкриогенной; Бованенковской ГС – от 0.15–0.22 до 0.41–0.50; Южно-Тамбейской ГС – от 0.18–0.22 до 0.25–0.60.

ЗАСОЛЕННОСТЬ ПОРОД И МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПОРОВОГО РАСТВОРА

Существуют определенные различия в величинах льдистости морских и лагунно-морских отложений, слагающих разрезы ГС, которые объясняются формированием толщ мерзлых пород в неодинаковых условиях осадконакопления. В субаквальной обстановке донный осадок накапливается и уплотняется, в ходе диагенеза связывается вода, идут химические реакции, преобразуется органическое вещество и коллоидные системы. В сложившейся породе поровое пространство занято морской водой с растворенными солями и газом. При охлаждении (морской водой с температурой около -2°C или при адиабатическом расширении газов, при котором поглощается тепло из вышележащего массива пород [Мельников, 1995; Рокос, 2008]) влажная грунтовая масса начинает промерзать, и миграция поровой влаги в ней приводит к возникновению и развитию ледяных шлиров. При этом минерализация порового раствора в прослоях грунта увеличивается, снижая точку температуры их замерзания.

В процессе формирования мерзлой толщи при накоплении морских, прибрежно-морских, эстуарно-дельтовых отложений поровая влага фиксируется в виде сегрегационного льда и льда-цемента, при этом ее химический состав сохраняется практически неизменным [Бадю, 2011а, 2012, 2014]. А.И. Попов писал: “Без существенного перемещения воды происходит и замерзание накапливающихся осадков ... в тех случаях, когда в основании накапливающегося осадка на некоторой глубине находится мерзлый субстрат. По мере накопления осадков при относительно стабильном деятельном слое, естественно, происходит как бы

поднятие поверхности вечной мерзлоты. Каждый год сверху к вечномерзлomu грунту присоединяется новый мерзлый горизонт, замерзший зимой в основании деятельного слоя и не оттаявший летом вследствие накопления осадка. При этом в новом горизонте фиксируется влага, которая замерзает обычно в виде сравнительно тонкого горизонтального прослоя” [2013, с. 162].

В процессе эпихронного промерзания, когда поровая влага замерзает в диагенетически преобразованных породах раннего и среднего плейстоцена, фиксируется несколько измененное содержание растворимых солей, так как некоторое их количество могло выпадать в осадок при промерзании в более суровых климатических условиях позднего плейстоцена.

Эти представления соответствуют положению Г.И. Дубикова о том, что промерзанием в отложениях фиксируется химический состав грунтовой влаги и соленость воды морского бассейна, в котором накапливались эти отложения [Дубиков и др., 1986; Дубиков, 2002]. Н.В. Иванова считает: “На суше многолетнее промерзание осадков, по мере отступления моря в плейстоцене, обеспечивало сохранение в них первичного засоления морского типа и способствовало перераспределению солей по разрезу в зависимости от литологического состава пород...” [Ривкин и др., 2007, с. 34–35].

Есть подтверждения тому, что значения минерализации поровой влаги могут указывать на различия в фациальных обстановках седиментации осадков и их промерзания. Например, для верхней 10–15-метровой части разреза криогенной толщи Харасавэйского района было установлено: “...солевой состав поровых растворов соответствует составу морской воды и иловых вод современных морских осадков; ... распределение солей по разрезу зависит от литологического состава пород, их фациальной принадлежности и криогенной дифференциации солей при промерзании; ... глинистые породы, способные в наибольшей степени сохранять первичную седиментационную засоленность, содержат солей в 2–8 раз больше, чем песчаные; ...пространственная изменчивость величин засоленности донных грунтов прибрежных участков шельфа Карского моря определяется... фациальными условиями накопления и составом осадков в прибрежной зоне моря и концентрацией солей в придонном слое воды, конкретной историей развития этой части шельфа в плейстоцене и голоцене..., дифференциацией солей при промерзании осадков на мелководье; ...засоленность донных грунтов прибрежных участков Карского шельфа различна для области открытого моря к западу от Ямала и для Обской губы, опресненной речным стоком” [Ривкин и др., 2007, с. 35–37].

Эти аспекты до сих пор не рассматривались в контексте условий формирования льдистости про-

мерзающих пород различного генезиса. Но ранее автором было показано, что позднелайстосеновые отложения в пределах газоносных структур промерзали синхронно осадконакоплению в различных литолого-фациальных обстановках по мере выхода на мелководье, а затем и к дневной поверхности [Баду, 2006, 2013, 2014]. Эти отложения составляют синкриогенную пачку мерзлого яруса криогенной толщи, в которой сегрегационное льдовыделение происходит в слабоуплотненных и водонасыщенных породах промерзающего деятельного слоя.

Подстилающие отложения казанцевской и салехардской свит (как и более древние) не выходят к дневной поверхности и относятся к эпикриогенной пачке мерзлого яруса криогенной толщи. В процессе промерзания сегрегационное льдовыделение происходило в разной степени обезвоженных и уплотненных тонкодисперсных породах, где миграция влаги к фронту промерзания затруднялась из-за малой влажности грунта, близкой к нижнему пределу пластичности. Редкие ледяные шпирьы возникали только в диагенетических полостях и трещинах, а шпировая льдистость грунтов не превышала 0.01–0.03. При влажности выше нижнего предела пластичности в породах формировались отчетливо выраженные слоистые криогенные текстуры с шпировой льдистостью не более 0.3–0.4.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОРОВОГО РАСТВОРА

Образец грунта после оттаивания обычно опробуется на плотность сухого грунта, естественную влажность (с учетом количества незамерзшей воды) и степень засоленности (D_{sal}), которая определяется количеством сухого остатка солей, растворенных в воде. Можно легко рассчитать, сколько растворимых солей было в поровой влаге перед тем, как она выделилась в виде ледяных шпиров и замерзла в порах минеральных прослоев в качестве льда-цемента. Величина минерализации порового раствора может быть сравнимой с величиной солёности морской воды, в которой накапливался осадок.

Используя методику ВНИГНИ [Клейменов и др., 1998], рассчитаем по данным опробованного образца суглинка: $D_{\text{sal}} = 1.12 \%$ (1.12 г солей в 100 г сухой навески, плотность сухого грунта 1.85 г/см³, влажность 0.22). Объем этой навески равен $100 \text{ г} / 1.85 \text{ г/см}^3 = 54 \text{ см}^3$, а порового раствора равен $54 \cdot 0.22 = 11.88 \text{ см}^3$. Объемное содержание солей, растворенных в 1 см³ поровой влаги, составляет $1.12 \text{ г} / 11.88 \text{ см}^3 = 0.0942 \text{ г/см}^3$, что в пересчете на 1 л дает 94.2 г/л, т. е. 94.2 ‰.

Данная методика позволяет переводить весовое количество сухих солей в сухом грунте в объемное содержание солей, растворенных в объеме

поровой влаги в грунте на момент его полного замерзания и перехода в вечномерзлое состояние. При этом учитывается, что в промерзающий прослой глинистого грунта отжимаются растворенные соли и незамерзшая вода. В такой постановке расчет имеет смысл как для синкриогенной, так и для эпикриогенной пачек мерзлой толщи.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЛЬДИСТОСТИ И МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОРОВОГО РАСТВОРА

Установлено [Баду, Подборный, 2013а], что минерализация порового раствора заметно различается по генетическим комплексам отложений северного Ямала наряду с изменениями степени засоленности грунтов.

Рассмотрим изменчивость льдистости и степени засоленности грунтов по генетическим комплексам отложений криогенной толщи (рис. 3), используя данные таблицы, где показана минерализация поровой влаги и суммарная льдистость грунтов.

Льдистость в тонкодисперсных грунтах мерзлой толщи газоносных структур. В разрезе Харасавэйской ГС в льдистых грунтах с преобладанием массивной и слоистой криогенных текстур максимальная шпировая льдистость наблюдается только в суглинках и глинах верхней части разрезов II и III морских террас. Льдистость минеральных прослоев практически одинаковая, а наименьшая отмечена в слоях с максимальной величиной D_{sal} .

В разрезе Бованенковской ГС максимальная шпировая льдистость наблюдается в дисперсных грунтах голоценовых отложений, она резко уменьшается в отложениях казанцевской свиты, в которых льдистость минеральных прослоев достигает максимума. Суммарная льдистость отложений синкриогенной пачки мерзлой толщи в 2–3 раза превышает ее величину в подстилающей раннелайстосеновой эпикриогенной толще.

В разрезе Южно-Тамбейской ГС тонкодисперсные породы позднелайстосенового возраста сильно засолены, что подтверждается высокими значениями минерализации поровой влаги, зафиксированной промерзанием. Очевидно, что это существенно понижало интенсивность шпирового льдовыделения в процессе синхронного промерзания отложений.

Засоленность и минерализация порового раствора в тонкодисперсных мерзлых грунтах. Максимальное содержание солей (в среднем не ниже 0.8 ‰) характерно для среднелайстосеновых глинистых отложений. В мелководных прибрежно-морских позднелайстосеновых отложениях засоленность местами уменьшается в 1.5–2 раза.

Минерализация порового раствора изменяется от максимальных ее значений в глинах и су-

глинках салехардской свиты к минимальным в отложениях позднего плейстоцена. Исключение составляют суглинки и глины в разрезе Южно-Тамбейской ГС, которые накапливались в водах повышенной солености.

Тонкодисперсные отложения полуйской и казымской свит раннего плейстоцена при промерзании содержали поровую влагу с минерализацией 27–42 г/л (см. таблицу) в широком диапазоне

$D_{sal} = 0.28–0.49\%$ при низком показателе сегрегационного льдовыделения (льдиности за счет ледяных включений i_i) (см. рис. 3). Разница в минерализации поровой влаги заметна, и это указывает на существенные изменения солености морской воды периода полуйской и казымской трансгрессий. Но отложенные в то время породы после выхода на дневную поверхность испытывали все стадии диагенетических и мерзлотных из-

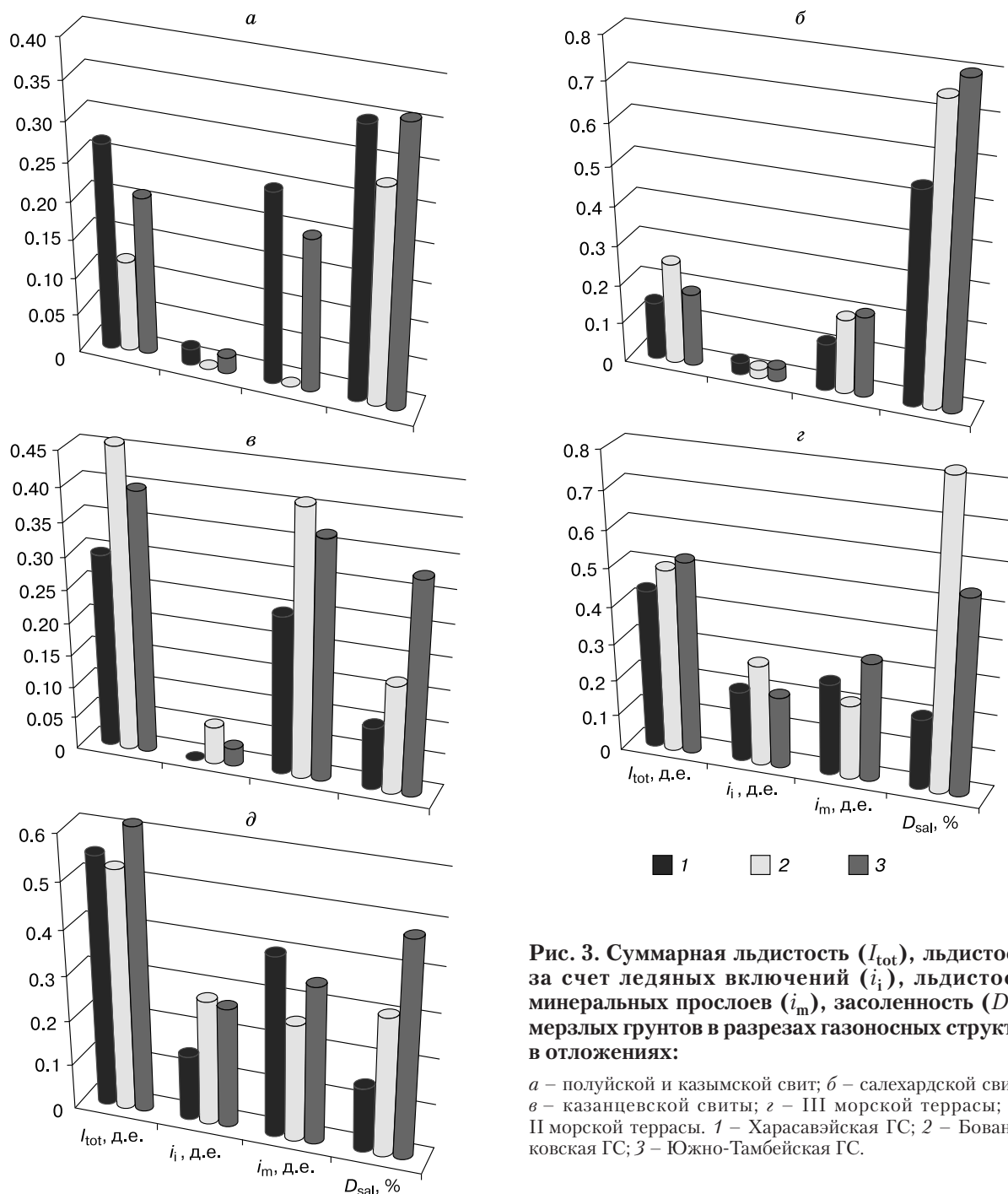


Рис. 3. Суммарная льдистость (I_{tot}), льдистость за счет ледяных включений (i_i), льдистость минеральных прослоев (i_m), засоленность (D_{sal}) мерзлых грунтов в разрезах газоносных структур в отложениях:

a – полуйской и казымской свит; *б* – салехардской свиты; *в* – казанцевской свиты; *з* – III морской террасы; *д* – II морской террасы. 1 – Харасавэйская ГС; 2 – Бованенковская ГС; 3 – Южно-Тамбейская ГС.

менений, а поровая влага – криогенную метаморфизацию. По-видимому, перерыв между завершением седиментации и началом промерзания мог составлять сотни тысяч лет.

Тонкодисперсные отложения салехардской свиты среднего плейстоцена при промерзании содержали поровую влагу с минерализацией 36–125 г/л при $D_{\text{sal}} = 0.50\text{--}0.78\%$ и низком показателе сегрегационного льдовыделения (см. рис. 3, б). Судя по минерализации поровой влаги, значительно различается соленость морских вод периода максимального развития среднелейстоценовой трансгрессии в разрезах Харасавэйской и Бованенковской ГС и вод устьевой части эстуария в разрезе Южно-Тамбейской ГС (см. таблицу). Временной перерыв между окончанием седиментации и началом промерзания сокращается и, вероятно, не может превышать несколько десятков тысяч лет на участках, где отложения салехардской свиты не выходят на дневную поверхность.

Тонкодисперсные отложения казанцевской свиты позднего плейстоцена (см. рис. 3, в) при промерзании содержали поровую влагу с минерализацией от 7–8 до 25–30 г/л (см. таблицу) при $D_{\text{sal}} = 0.10\text{--}0.17\%$ (в эстуарии до 0.33 %). Эти данные указывают на разницу в солености морской воды открытого морского бассейна и эстуария Праоби.

Тонкодисперсные отложения III морской террасы в районе Харасавэя при промерзании содержали поровую влагу с минерализацией 6–10 г/л, III морской террасы в Бованенковском “заливе” – до 21–22 г/л, а одновозрастной лагунно-морской террасы в эстуарии – до 82 г/л при широком диапазоне D_{sal} от 0.18 до 0.80 % (см. рис. 3, г).

Позднеплейстоцен-голоценовые тонкодисперсные аллювиальные отложения при промерзании содержали поровую влагу с минерализацией 4–6 г/л, не выше 10 г/л в морском заливе (лагуне) и до 20–22 г/л в эстуарии (при D_{sal} соответственно 0.12, 0.28, 0.46 %). При этом отмечены наиболее высокие показатели как сегрегационного льдовыделения, так и льдистости минеральных прослоев (см. рис. 3, д), характерные для отложений синкриогенной пачки аллювия и II–I лагунно-морских террас позднего плейстоцена.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вопрос о прямом соответствии величин минерализации порового раствора промерзавшей породы и солености морской воды, в которой формировалась эта порода, остается открытым.

Полученные по основным геологическим комплексам отложений значения нередко существенно ниже общеизвестных величин солености морской воды (35 г/л), но не измеренных в водах плейстоценовых трансгрессий. В то же время существуют данные о различных сезонных и регио-

нальных изменениях солености вод Карского моря и других акваторий Северного Ледовитого океана. Например, А.И. Попов, ссылаясь на данные Г.И. Лазукова в известной монографии “Антропоген северной половины Западной Сибири”, отмечал: “...следует иметь в виду несколько большее опреснение морского водоема в то время (верхний плейстоцен. – Ю.Б.) по сравнению с современным...” [Попов, 1991, с. 55].

Величина минерализации поровой влаги существенно изменяется в отложениях позднеплейстоценовых генетических комплексов, что указывает на различия в фациальных условиях осадконакопления и в степени проявления криогенного метаморфизма морской воды при ее замерзании в породах.

Из данных, представленных в таблице и на рис. 3, следует:

- в отложениях полуйской и казымской свит, которые накапливались в морском бассейне раннелейстоценовой трансгрессии, после их промерзания минерализация поровой влаги над Харасавэйской ГС составляла в среднем 27 ‰, Бованенковской ГС – 29.6 ‰, Южно-Тамбейской ГС – 42.5 ‰;

- в тонкодисперсных отложениях салехардской свиты, которые накапливались в морском бассейне максимума среднелейстоценовой трансгрессии (и по мере ее убывания), после их промерзания минерализация поровой влаги над Харасавэйской ГС составляла 36 ‰, Бованенковской ГС – 37.1 ‰, Южно-Тамбейской ГС – 124.8 ‰;

- в промерзших тонкодисперсных породах, которые накапливались в период казанцевской трансгрессии позднего плейстоцена, минерализация поровой влаги над Харасавэйской ГС составляла 7 ‰, Бованенковской ГС – до 7.8 ‰, Южно-Тамбейской ГС – 29.7 ‰;

- в период накопления тонкодисперсных отложений позднеплейстоценовых III морской и лагунно-морской террас и их промерзания минерализация поровой влаги в них составляла над Харасавэйской ГС около 5 ‰, Бованенковской ГС – 20.7 ‰, над Южно-Тамбейской ГС резко увеличилась до 82.4 ‰;

- в период накопления тонкодисперсных отложений позднеплейстоценовых II морской и лагунно-морской террас и их промерзания минерализация поровой влаги в них над Харасавэйской ГС составляла 5 ‰, Бованенковской ГС – 8.01 ‰, над Южно-Тамбейской ГС резко уменьшилась до 20.4 ‰;

- в период накопления позднеплейстоцен-голоценовых прибрежно-морских и аллювиальных отложений минерализация поровой влаги в промерзших породах над Харасавэйской и Бованенковской ГС не превышала 3–5 ‰, над Южно-Тамбейской ГС – 10–15 ‰.

Приведенные выше данные позволяют предполагать, что соленость морской воды, сравниваемая с минерализацией поровой влаги в отложениях открытого морского бассейна ранне- и среднелейстоценового времени, была близка к современной, особенно в период его максимального распространения, но в течение позднего плейстоцена она резко уменьшилась. Очевидно, что распреснение морской воды происходит в деятельном слое накапливавшейся синкриогенной пачки пород, в котором низкотемпературные градиенты многократного промерзания–протаивания действуют до тех пор, пока непротаявшая часть деятельного слоя не перейдет в многолетнемерзлое состояние. В протаявшем деятельном слое осадки накапливаются летом в опресненной морской воде, и поровый раствор до начала криогенных преобразований разбавляется еще атмосферными и талыми водами весьма продолжительное время, сравнимое с продолжительностью накопления отложений.

В ряде работ [Бадю, Трофимов, 1974; Трофимов, 1975, 1980; Бадю, 2006, 2013] было показано, что комплекс лагунно-морских отложений, залегающий на морских среднелейстоценовых отложениях, накапливался в эстуарии пресноводной Обской губы. Мерзлая толща здесь накапливалась в условиях обычного аллювиального синкриолитогебеза, характерного для крупных речных долин севера Западной Сибири. Но существующие данные о проникновении криогенного галоклина (из отрицательно-температурной морской воды повышенной солености) в устьевую часть эстуария современной Оби показывают, что современные осадки этой части акватории накапливаются в водах этого криогалоклина [Гусев и др., 2001; Рокос, 2008]. При высокой минерализации поровых вод широко распространенные переохлажденные отрицательно-температурные породы промерзают при более низких температурах, оказываясь на мелководьях. Предполагается, что это происходило в голоцене и в течение всего позднего плейстоцена, так как “литологическое сходство современных морских осадков и плейстоценовых... при их региональной общности дает основание проводить параллели между ними и в других отношениях” [Попов, 1991, с. 55].

ВЫВОДЫ

Льдистость – основная криолитологическая характеристика мерзлой породы, и процесс ее формирования в синкриогенной толще отложений северного Ямала тесно связан с особенностями литолого-фациальных условий осадконакопления в морской среде. Эта связь прослеживается в изменчивости минерализации поровой влаги, насыщавшей тонкодисперсный грунт перед промерзанием.

Несмотря на то что при промерзании поровая влага перераспределяется на шпильки сегрегационного льда и лед-цемент минеральных прослоев, а также происходят криогенные изменения ее концентрации и химического состава, в монолите опробованного образца грунта суммарная величина минерализации поровой влаги будет соответствовать солености морской воды, в которой накапливался этот грунт.

Колебания величины засоленности в разрезах четвертичных отложений газоносных структур свидетельствуют о региональном разнообразии фациальных условий и об их изменчивости в периоды седиментации в течение всего плейстоцена.

Общий характер изменения минерализации поровой влаги показывает, что мерзлая толща северного Ямала формировалась в литолого-фациальных обстановках открытого морского бассейна (Харасавэйский район), залива-лагуны (Бованенковский район) и эстуария Обской губы (Южно-Тамбейский район).

В условиях седиментации в морском бассейне с изменяющейся соленостью существовала реальная возможность промерзания, синхронного осадконакоплению. Развитие субаквальных и субаквально-субаэральных типов синкриолитогебеза и его форм в различных литолого-фациальных обстановках [Бадю, 2006, 2013] подтверждается развитием полигонально-жильных льдов, связанных с осадконакоплением на низкой и высокой лайде, а также криогенным строением позднелейстоценовых отложений, величинами их льдонасыщенности.

Синкриогенная пачка мерзлой толщи сложена глинистыми и пылеватыми отложениями позднего плейстоцена, которые при промерзании насыщались морской водой, соленость которой существенно менялась по мере обмеления акватории Карского моря.

Эпикриогенная пачка мерзлой толщи сложена тонкодисперсными отложениями раннего и среднего плейстоцена, которые до промерзания были пропитаны морской водой с соленостью, измеримой с соленостью воды современного Карского моря.

На основе анализа изменчивости минерализации поровой влаги в разрезах морских плейстоценовых отложений над газоносными структурами предполагается, что соленость морской воды составляла:

- в эпоху раннелейстоценовой трансгрессии – до 27 ‰ над Харасавэйской ГС, около 30 ‰ над Бованенковской и до 42 ‰ над Южно-Тамбейской ГС;

- в эпоху среднелейстоценовой трансгрессии – 36 ‰ над Харасавэйской ГС, 37 ‰ над Бованенковской и до 124 ‰ над Южно-Тамбейской ГС;

– в эпохи позднеплейстоценовых (зырянской, каргинской и сартанской) ингрессий – резко уменьшалась до 5–8 % над Харасавэйской и Бованенковской ГС, до 10–20 % над Южно-Тамбейской ГС.

Мощность криогенной толщи в западной и восточной частях северного Ямала непосредственно связана с морским или лагунно-морским (эстуарным) характером осадконакопления и, соответственно, с региональной изменчивостью засоления пород в отдельные эпохи плейстоцена, с условиями промерзания глубоководных и прибрежных осадков регрессировавшего морского бассейна, обмелевавшего залива-лагуны и эстуария, в которых формировалась син- и эпикриогенная пачки мерзлого яруса криогенной толщи.

Литература

- Бадю Ю.Б.** Стратиграфия, микрофаунистическая и минералогическая характеристика отложений // Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал. Т. 1. Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения. СПб., Недра, 2006, с. 42–56.
- Бадю Ю.Б.** Криоаномалии в мерзлых толщах газоносных структур севера Западной Сибири // Сб. науч. тр. ООО “ТюменНИИгипрогаз”. Тюмень, Флат, 2011а, с. 27–30.
- Бадю Ю.Б.** Геологическое строение криогенной толщи севера Западной Сибири // Инж. геология, 2011б, № 1, с. 40–56.
- Бадю Ю.Б.** Криогенная толща газоносных структур севера Западной Сибири – взгляд из будущего // X Междунар. конф. по мерзлотоведению (ТМСОР): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Тюмень, Печатник, 2012, т. 3, с. 25–30.
- Бадю Ю.Б.** Региональная корреляция четвертичных отложений // Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал: В 3 т. Т. 2. Криосфера Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения. М., ООО “Газпром экспо”, 2013, с. 122–146.
- Бадю Ю.Б.** Влияние газоносных структур на мощность криогенной толщи Ямала // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 3, с. 11–22.
- Бадю Ю.Б., Подборный Е.Е.** Засоленность грунтов // Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал. В 3 т. Т. 2. Криосфера Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения. М., ООО “Газпром экспо”, 2013а, с. 326–337.
- Бадю Ю.Б., Подборный Е.Е.** Особенности криосферы Бованенковского НГКМ // Там же, 2013б, с. 391–411.
- Бадю Ю.Б., Трофимов В.Т.** Основные закономерности криогенного строения многолетнемерзлых пород полуострова Ямал // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974, вып. 4, с. 24–40.
- Бадю Ю.Б., Харьюзов Г.П.** Основные особенности строения, состояния и свойств кайнозойских отложений северной части Западно-Сибирской плиты // Особенности освоения газовых месторождений в сложных геокриологических условиях. М., ВНИИ газ. пром-ти, 1986, с. 17–24.
- Григорьев Н.Ф.** Криолитозона прибрежной части Западного Ямала / Н.Ф. Григорьев. Якутск, Кн. изд-во, 1987, 110 с.
- Гусев Е.А., Матюшев А.П., Рудой А.С., Усов А.Н.** Четвертичные отложения центральной части Карского моря // Опыт системных океанологических исследований в Арктике: Сб. статей. М., Науч. мир, 2001, с. 553–558.
- Дубиков Г.И.** Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири / Г.И. Дубиков. М., ГЕОС, 2002, 246 с.
- Дубиков Г.И., Бадю Ю.Б., Иванова Н.В.** Состав и строение криогенной толщи на Западном Ямале // Лабораторные и полевые исследования мерзлых грунтов и льдов. М., ПНИИИС, 1986, с. 7–14.
- Клейменов В.Ф., Размышляев А.А., Плющев Д.В.** Прогнозирование аварийных газопроявлений в скважинах, вскрывающих разрез многолетнемерзлых пород // Геология, геохимия, геофизика и разработка нефти и газа. М., ВНИГНИ, 1998, с. 149–162.
- Мельников В.П.** Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей / В.П. Мельников, В.И. Спесивцев. Новосибирск, Наука, 1995, 198 с.
- Попов А.И.** О субмаринном типе криодиагенеза // Инж. геология, 1991, № 6, с. 49–55.
- Попов А.И.** Вечная мерзлота в Западной Сибири // Избр. труды и о нем. М., Науч. мир, 2013, с. 162.
- Ривкин Ф.М., Иванова Н.В., Кузнецова И.Л.** Засоленные мерзлые грунты и криопэги полуострова Ямал и прибрежной зоны шельфа Карского моря // Проблемы строительства на засоленных грунтах. М., Эпоха, 2007, с. 34–43.
- Рокос С.И.** Инженерно-геологические особенности приповерхностных зон аномально высокого пластового давления на шельфе Печорского и южной части Карского морей // Инж. геология, 2008, № 12, с. 22–28.
- Трофимов В.Т.** Полуостров Ямал / В.Т. Трофимов, Ю.Б. Бадю, В.Г. Кудряшов, Н.Г. Фирсов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975, 278 с.
- Трофимов В.Т.** Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты / В.Т. Трофимов, Ю.Б. Бадю, Г.И. Дубиков. М., Изд-во Моск. ун-та, 1980, 247 с.
- Трофимов В.Т.** Экзогеодинамика Западно-Сибирской плиты / В.Т. Трофимов, Ю.Б. Бадю, Ю.К. Васильчук и др. М., Изд-во Моск. ун-та, 1986, 245 с.

Поступила в редакцию
14 декабря 2014 г.