

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
Геологический факультет



МАТЕРИАЛЫ ПЯТОЙ КОНФЕРЕНЦИИ ГЕОКРИОЛОГОВ РОССИИ

МГУ имени М.В. Ломоносова,
14–17 июня 2016 г.

ТОМ 3. Части 8–13





МАТЕРИАЛЫ ПЯТОЙ конференции геокриологов России

**МГУ имени М.В. Ломоносова
14-17 июня 2016 г.**

ТОМ 3

Часть 8. Физико-химия и теплофизика мерзлых пород

Часть 9. Механика мерзлых пород

Часть 10. Газ и газогидраты в криолитозоне

Часть 11. Экологические и биологические проблемы криолитозоны

Часть 12. Геокриологическое картографирование

Часть 13. История, методология и образование в геокриологии

Москва
«Университетская книга»
2016

УДК (551.34+551.345+551.341):(550.3+550.8)
ББК 26.36
М34

М34 Материалы Пятой конференции геокриологов России. МГУ имени М.В. Ломоносова, 14–17 июня 2016 г. Т. 3. Часть 8. Физико-химия и теплофизика мерзлых пород. Часть 9. Механика мерзлых пород. Часть 10. Газ и газогидраты в криолитозоне. Часть 11. Экологические и биологические проблемы криолитозоны. Часть 12. Геокриологическое картографирование. Часть 13. История, методология и образование в геокриологии. — М.: «Университетская книга», 2016. — 342 с.: табл., ил.

ISBN 978-5-91304-400-6
ISBN 978-5-91304-403-7 (Том 3)

Пятая конференция геокриологов России посвящена геотехнике в области распространения многолетнемерзлых пород. Ее целью является обсуждение важнейших проблем геотехники, обусловленных наметившимся в последние годы широким освоением Арктики, а также прогрессивных идей и дальнейших перспектив развития общего и инженерного мерзлотоведения. К числу главных из них относятся новые строительные технологии, надежность оснований инженерных сооружений в условиях меняющегося климата, проблемы экологии, механики, теплофизики и физико-химии мерзлых грунтов, современные методы динамической геокриологии и геофизики и их приложение к инженерно-геокриологическим изысканиям и другие насущные проблемы и задачи геокриологии. Конференция представлена 13-тью научными секциями, возглавляемыми известными учеными страны. В работе конференции принимают участие геокриологи, инженер-геологи, географы, геофизики, экологи, биологи, изыскатели и все заинтересованные специалисты, ученые из России и зарубежных стран.

УДК (551.34+551.345+551.341):(550.3+550.8)
ББК 26.36

Технический редактор и компьютерная верстка *О.М. Лисицыной*

Формат 60×84/16. Бумага офсетная.
Печать цифровая. Тираж 50 экз. Заказ № Т-103-16.

Отпечатано в типографии «КДУ» с материалов, предоставленных заказчиками.
Тел./факс (495) 939-44-91, 939-57-32

ISBN 978-5-91304-400-6
ISBN 978-5-91304-403-7 (Том 3)

© Коллектив авторов, 2016
© Обложка. Изд-во «КДУ», 2016

ОРГКОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Сопредседатели: Л.Н. Хрусталева В.П. Мельников, М. Н. Железняк, А.В. Брушков

Ученые секретари: Р.Г. Мотенко, Е.М.Чувиллин

Члены оргкомитета: Алексеев А.Г., Ашпиз Е.С., Ананьев В.В., Баулин В.В., Васильчук Ю.К., Гальченко В.Ф., Гребенец В.И., Дроздов Д.С., Дубровин В.А., Комаров И.А., Кондратьев В.Г., Конищев В.Н., Кроник Я.А., Круподеров В.С., Кондратьев В.Г., Кошурников А.В., Лурье И.К., Максимьяк Р.В., Минкин М.А., Осипов В.И., Осокин А.Б., Оспенников Е.Н., Разбегин В.Н., Ривкин Ф.М., Роман Л.Т., Сергеев Д.О., Смолов Г.К., Станисловская Ю.В., Трофимов В.Т., Хилимонюк В.З., Цернант А.А., Чеверев В.Г., Шаманова И.И., Шестернев Д.М., Якушев В.С.

Секция 8. Физико-химия и теплофизика мерзлых пород
руководители Комаров И.А., Чеверев В.Г.

Секция 9. Механика мерзлых пород
руководители Роман Л.Т., Алексеев А.Г.

Секция 10. Газ и газогидраты в криолитозоне
Руководители Чувиллин Е.М., Якушев В.С.,

Секция 11. Экологические и биологические проблемы криолитозоны
руководители Осипов В.И., Брушков А.В., Гальченко В.Ф.

Секция 12. Геокриологическое картографирование
Руководители Лурье И.К., Ривкин Ф.М.

Секция 13. История, методология и образование в геокриологии
руководители Мельников В.П., Трофимов В.Т., Кондратьев В.Г.

ИНФОРМАЦИОННЫЕ СПОНСОРЫ

Научный журнал **ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. Геология**

Научный журнал РАН **ГЕОЭКОЛОГИЯ. Инженерная геология. Гидрогеология.**

Геокриология

Научный журнал РАН, Сибирское отделение **КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ**

Научно-технический журнал **ОСНОВАНИЯ, ФУНДАМЕНТЫ И МЕХАНИКА ГРУНТОВ**

The News Bulletin of International Permafrost Association **FROZEN GROUND**

Научно-аналитический журнал **ИНЖЕНЕРНЫЕ ИЗЫСКАНИЯ**

Научный журнал **ГЕОТЕХНИКА**

Научный журнал **ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ**

Научный журнал **ГЕОРИСК**

ОРГАНИЗАТОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Московский государственный университет имени Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, кафедра инженерной и экологической геологии;

географический факультет, кафедра криолитологии и гляциологии;

Институт криосферы Земли СО РАН;

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН;

Институт геоэкологии РАН;

ОАО «Фундаментпроект»;

Всероссийский научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии;

Национальный исследовательский Московский государственный строительный университет;

ОАО « Научно-исследовательский институт транспортного строительства»;

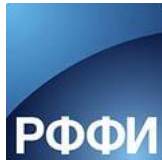
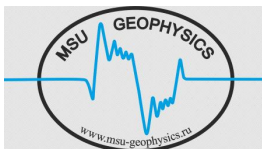
ООО «Газпром добыча Надым»;

Научный совет РАН по криологии Земли;

Федеральный исследовательский центр «Фундаментальные основы биотехнологии» Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН.

Конференция организована при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 16-05-20293\16

СПОНСОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ:



АО «ТОТАЛЬ РАЗВЕДКА РАЗРАБОТКА РОССИЯ»,

ООО "МГУ-геофизика",

Институт мерзлотоведения им П.И. Мельникова СО РАН,

ООО «НПО «СЕВЕР»

Центр геокриологии МГУ

Российский фонд фундаментальных исследований

Часть 8

ФИЗИКО-ХИМИЯ И ТЕПЛОФИЗИКА МЕРЗЛЫХ ПОРОД

РАСЧЕТНЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

А. Г. Бровка

Институт природопользования НАН Беларуси, *nature@ecology.basnet.by*

Проведен анализ и верификация расчетных методов определения коэффициентов теплопроводности мелкодисперсных и крупнообломочных горных пород в мерзлом состоянии. Показано, что для получения достоверных результатов необходимо использовать опорные экспериментальные данные.

CALCULATED METHODS FOR HEAT CONDUCTION COEFFICIENT OF FROZEN ROCKS

A. G. Brovka

Institute for Nature Management of NASB, *nature@ecology.basnet.by*

Analyses and verification of calculated methods for heat conduction coefficient of highly dispersed and large-scale frozen rocks was made. Necessity of based experimental data using was proved for reliable results.

Большое разнообразие горных пород (грунтов) вследствие естественной неоднородности состава, плотности, влажности, засоленности затрудняют их идентификацию и однозначную привязку к вхождению в базы данных по коэффициентам теплопроводности или определению коэффициентов теплопроводности расчетными методами. Поэтому при расчете температурных режимов на инженерных объектах, имеющих отношение к промерзающим грунтам и горным породам, необходимо в основном использовать теплофизические характеристики, полученные экспериментальным путем на образцах керна, отобранного при инженерно-геологических изысканиях. При недостатке kernового материала или изменения его свойств в процессе хранения расчетные методы можно применять в дополнении к экспериментальным данным, используя опорные значения соответствующих экспериментальных определений.

Расчет коэффициентов теплопроводности мелкодисперсных горных пород. В лаборатории физико-химической механики природных дисперсных систем Института природопользования НАН Беларуси отработана методика численного расчета коэффициентов теплопроводности горных пород [1]. В указанной работе проводился расчет коэффициентов теплопроводности при отрицательной температуре -12 °C на основании данных об объемной доле компонентов: твердой фазы, воздуха, воды или

льда, а также значений их коэффициентов теплопроводности. При этом использовались экспериментальные данные о коэффициенте теплопроводности при положительной температуре +10 °С и фазовому составу воды при отрицательных температурах горных пород, отобранных при инженерно-геологических изысканиях для создания ледогрунтовых ограждений при проходке шахтных стволов на Гремячинском месторождении калийных солей в Волгоградской области.

С учетом того, что для горных пород характерно сочетание нескольких породообразующих минералов разной степени поликристалличности и наличие поровых неоднородностей, значения коэффициентов теплопроводности твердой фазы горных пород определялись методом обратного расчета на основании соответствия экспериментальных и расчетных значений коэффициентов теплопроводности при положительных температурах.

Сравнение экспериментальных и расчетных данных представлено в табл. 1.

Таблица 1 – Сравнение экспериментальных и расчетных данных по теплопроводности горных пород

Название породы (глубина, м)	Плотность твердой фазы, г/см ³	Плотность, г/см ³	Влагосодержание, W кг/кг	Плотность скелета тверд. фазы, г/см ³	Теплопроводность р. фазы, Вт/мК, t=-12°С	Расчетный коэф. теплопроводности, λ, Вт/мК	Коэф. теплопроводности, λ, Вт/мК, t=-12°С	Отклонение, %
алевролит (179,4-179,7)	2,775	2,070	0,213	1,707	3,145	2,603	2,560	1,68
алевролит (299,4-299,7)	2,620	1,900	0,297	1,465	2,14	1,657	1,534	8,00
алевролит (328,15-328,4)	2,613	2,056	0,192	1,725	2,325	1,849	1,804	2,51
алевролит опокovid. (341,1-341,3)	2,554	1,870	0,291	1,448	1,907	1,614	1,770	-8,81
алевролит опокovid. (400,9-401,1)	2,610	1,930	0,265	1,526	2,34	1,841	1,780	3,43
алевролит опокovid. (373,0-373,3)	2,642	1,957	0,265	1,547	2,7	2,066	1,890	9,33
опока (308,75-309,0)	2,601	1,850	0,304	1,419	1,797	1,347	1,256	7,27
опока (318,7-319,0)	2,605	1,826	0,358	1,345	1,58	1,233	1,108	11,29
опока (438,5-438,6)	2,468	1,762	0,370	1,286	1,525	1,377	1,257	9,58
суглинок (63,8-64,0)	2,768	2,180	0,173	1,858	2,16	1,687	1,830	-7,80
суглинок (63,7-64,0)	2,789	2,140	0,190	1,798	2,085	1,608	1,561	3,04
глина алевритистая (162,5-162,7)	2,682	1,970	0,260	1,563	2,62	2,145	2,087	2,76
глина кремнистая (168,5-168,8)	2,613	1,780	0,385	1,285	1,247	1,293	1,126	14,83
глина глауконитовая (142,6-142,9)	2,554	1,720	0,450	1,186	1,345	1,434	1,210	18,51
глина (148,3-148,5)	2,576	1,706	0,471	1,160	1,325	1,414	1,127	25,47
глина (195,3-195,6)	2,681	1,900	0,310	1,450	1,89	1,67	1,422	17,42
мергель (159,6-159,8)	2,712	1,985	0,26	1,575	2,372	2,372	2,246	5,62
мел-мергель(456-456)	2,724	2,047	0,203	1,702	2,473	2,473	2,545	-2,81

В последнем столбце указывается отклонение расчетных значений коэффициентов теплопроводности от соответствующих экспериментальных в процентах от величины экспериментального значения. Видно, что в большинстве случаев расчетный метод дает несколько завышенные значения теплопроводности, хотя

в ряде случаев имеются и заниженные значения. Для таких горных пород, как алевролиты, алевролиты опоковидные, опоки, суглинки, супеси, алевроиты и карбонатные породы(мергель), расчетные значения хорошо согласуются с экспериментальными, отклонение для этих пород не превышает 11%. Следует отметить, что удовлетворительные результаты дает и методика аналитического расчета по модели взаимопроникающих компонентов, детально описанная в монографии Дульнева Г. Н. и Новикова В. В.[2].

Для глинистых пород расчетные значения превышают экспериментальные. Отклонение составляет от 6 до 25%, что говорит о необходимости более точного моделирования структуры глинистых пород. Можно предположить, что в глинистых мерзлых породах значительная часть льда находится в шлирах разобленных глинистой составляющей. Поэтому при расчете необходимо часть льда отнести к изолированным включениям.

Таким образом, можно сделать заключение, что при помощи разработанного расчетного метода можно дополнять полученные экспериментальные данные по коэффициентам теплопроводности горных пород при более широкой вариации в них температуры, влагосодержания и плотности, чем в проведенных экспериментальных исследованиях. Это уменьшает трудоемкость формирования базы данных по различным горным породам и повышает их достоверность. Следует также обращать внимание на специфику соответствия расчетных и экспериментальных данных для определенных горных пород.

Расчет коэффициентов теплопроводности крупнообломочных горных пород.

Особенность определения коэффициентов теплопроводности крупнообломочных горных пород заключается в наличии неоднородностей существенно превышающих размеры датчиков температуры и теплового потока. Это приводит к значительным погрешностям экспериментального определения их коэффициентов теплопроводности. Указанную проблему, с одной стороны, можно решать путем совершенствования экспериментальных методов исследования коэффициентов теплопроводности горных пород с крупнообломочными включениями, а с другой стороны, необходимо верифицировать существующие расчетные методы определения коэффициентов теплопроводности указанных пород на основе данных о коэффициентах теплопроводности основных порообразующих компонентов.

Анализ литературных источников и нормативных документов показал, что существуют различные подходы к оценке коэффициентов теплопроводности крупнообломочных горных пород. Сущность проблемы заключается в оценке влияния на теплопроводность композиции контактной теплопроводности крупнообломочной фракции. В зависимости от формы крупнообломочных включений и их объемной доли могут реализоваться различные комбинации упаковки. Поэтому выбор наиболее адекватного варианта может быть обоснован путем сопоставления с соответствующими экспериментальными методами.

По нашему мнению заслуживают внимания графические данные по оценке коэффициентов теплопроводности горных пород, содержащих крупнообломочные включения, приведенные в «Методических рекомендациях по проектированию земляного полотна железных дорог на пучинистых грунтах в суровых климатических условиях» [3] и аналитические методы, приведенные в работах [4, 5].

На рис. 1 и 2 приведены номограммы для определения коэффициентов теплопроводности горных пород, содержащих крупнообломочные фракции рекомендованные в нормативном документе [3].

К сожалению, в этих номограммах отсутствует входной параметр, связанный с теплопроводностью крупнообломочной фракции. Поэтому данные номограммы могут

давать адекватные результаты только для определенного состава крупнообломочных горных пород.

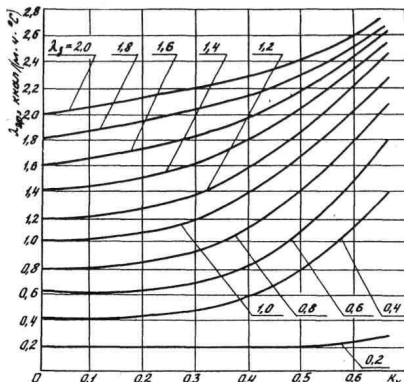
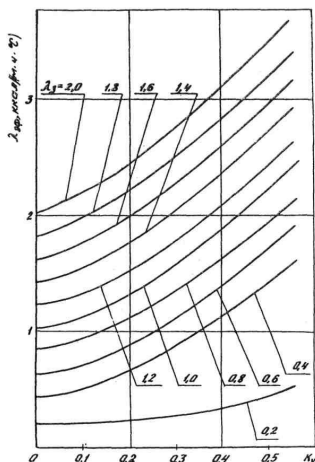


Рис. 2 – Значения эффективного коэффициента теплопроводности $\lambda_{эф.}$ крупнообломочных грунтов в зависимости от значений коэффициента теплопроводности мелкозернистого заполнителя λ_3 в мерзлом состоянии и объемного содержания крупных частиц K_v

Рис. 1 – Значения эффективного коэффициента теплопроводности $\lambda_{эф.}$ крупнообломочных грунтов в зависимости от значений коэффициента теплопроводности мелкозернистого заполнителя λ_3 в талом состоянии и объемного содержания крупных частиц K_v



Проанализируем возможность оценки коэффициентов теплопроводности горных пород, содержащих крупнообломочные фракции, с помощью аналитических расчетов, представленных в работах [4,5]. Первый вариант [5] имеет вид

$$\lambda = \lambda_0 + (\lambda_1 - \lambda_0)(7\beta^2 + 22\beta + 7)[\beta(7\chi + 17) + 5\chi + 7]^{-1}\rho, \quad \chi = \lambda_1/\lambda_0,$$

$$\beta = [7\chi(1-\rho) + 17 + 7\rho]^{-1} \{ \chi(1 + 11\rho) + 5 - 11\rho + [\chi(1 + 11\rho)^2 + [7\chi(1-\rho) + 17 + 7\rho][\chi(5 + 7\rho) + 7(1-\rho)]]^{0.5} \}, \quad (1)$$

Второй вариант, предложенный в работе [5], имеет вид

$$\lg \lambda / \lambda_0 = (0.28 - 0.757 \lg(1-\rho) - 0.057 \lg \lambda_1 / \lambda_0) \lg \lambda_1 / \lambda_0, \quad (2)$$

где ρ – объемная доля крупнообломочной фракции, λ_0 – коэффициент теплопроводности заполнителя, λ_1 – коэффициент теплопроводности заполнителя крупнообломочной фракции.

На рис. 3 представлены зависимости эффективного коэффициента теплопроводности от объемной доли крупнообломочной фракции при различных соотношениях коэффициентов теплопроводности крупнообломочной фракции и

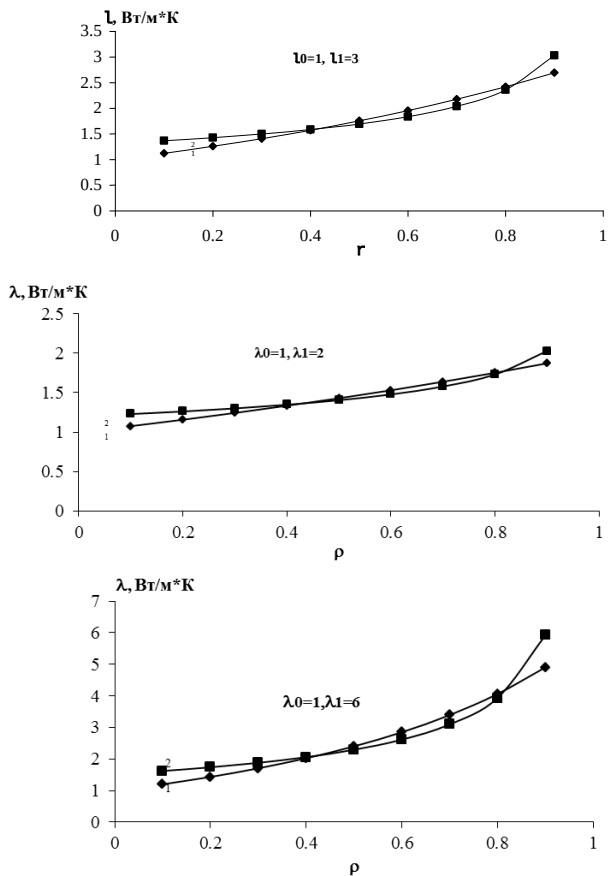


Рис. 3 - Зависимости эффективного коэффициента теплопроводности от объемной доли крупнообломочной фракции при различных соотношениях коэффициентов теплопроводности крупнообломочной фракции и тонкодисперсного заполнителя, рассчитанные по формулам (1) – ♦ и (2) – ■.

тонкодисперсного заполнителя, рассчитанные по формулам (1) и (2). Из приведенных данных видно, что оба метода дают очень близкие результаты в средней части диапазона объемной доли крупнообломочной фракции. В крайних точках этого диапазона наблюдается заметные расхождения. В этих случаях можно воспользоваться оценкой коэффициента теплопроводности с помощью модели изолированных включений [2], которая вполне оправдана при малой объемной доли крупнообломочной фракции, рассматривая ее как изолированное включение. При большой доли крупнообломочной фракции в качестве изолированного включения можно рассматривать тонкодисперсный заполнитель. Сравнение расчетов показало, что

расчет по формуле (2) дают несколько завышенные результаты в начале и конце диапазона изменения объемной доли крупнообломочной фракции. Таким образом, для оценки эффективного коэффициента теплопроводности можно рекомендовать формулу (1).

Сопоставление экспериментальных данных и расчетных данных по формуле (1) показало (таблица 2), что расхождение составляет не более 6 %.

Анализ расчетных методов позволяют сделать заключение о том что, используя опорные экспериментальные данные, полученные на соответствующих пробах горных пород, с помощью расчетных методов можно с достаточной степени достоверности оценивать коэффициенты теплопроводности горных пород в мерзлом состоянии. При этом расчетные методы следует рассматривать как вспомогательные в дополнение к экспериментальным методам.

Таблица 2 – Экспериментальные и расчетные данные по теплопроводности крупнообломочных пород

Образец	Объем. доля крупнообломочной фракции, %	Плотность, г/см ³	Влагосодержание, кг/кг	Теплопроводность, Вт/м*К			
				+10 ⁰ С		-10 ⁰ С	
				Эксперим.	Расчетн.	Эксперим.	Расчетн.
Песок	0	2,16	0,153	1,84	-	2,56	-
	13	2,24	0,125	1,97	2,00	2,72	2,66
	26	2,31	0,102	2,16	2,18	2,85	2,76
	47	2,43	0,067	2,35	2,48	3,06	2,93
	58	2,47	0,055	2,55	2,65	3,15	3,03
Супесь	0	2,01	0,247	1,43	-	2,09	-
	16	2,14	0,187	1,67	1,66	2,34	2,27
	30	2,25	0,144	1,87	1,88	2,50	2,43
	51	2,38	0,009	2,20	2,26	2,76	2,70
	59	2,41	0,072	2,37	2,41	2,85	2,80
Глина	0	2,13	0,187	1,23	-	1,63	-
	15	2,2	0,151	1,40	1,45	1,85	1,83
	30	2,28	0,113	1,65	1,69	2,16	2,06
	50	2,39	0,075	2,02	2,08	2,48	2,38
	60	2,45	0,057	2,25	2,29	2,66	2,56

Литература

1. Дорожок И.Н. , Бровка А.Г. Расчет и экспериментальные исследования коэффициентов теплопроводности горных пород // Природопользование. Вып. 17- 2010 - С.145-151.
2. Дульнев Г.Н., Новиков В. В. Процессы переноса в неоднородных средах. - Л.: Энергоатомиздат, Ленингр. отд-ние, 1991. – 248 с.
3. Методические рекомендации по проектированию земляного полотна железных дорог на пучинистых грунтах в суровых климатических условиях. – М.: Стройиздат. 1986. –151с.
4. Бувевич Ю. А., Корнеев Ю. А. Эффективная теплопроводность дисперсной среды при малых числах Пекле //Инженерно-физический журнал.- 1976.- Т. 31, №4. – С. 607- 612.
5. Миснар А. Теплопроводность твердых тел, жидкостей, газов и их композиций. М.: Мир, 1968.464 с.
6. Бровка А. Г., Романенко И. И. Приборы и методы исследования теплофизических характеристик и фазового состава воды горных пород при отрицательных температурах // Горная механика. – 2009. –№1. – С.71-79.

7. Бровка А. Г. Влияние крупнообломочных включений на теплофизические характеристики горных пород //Горная механика. – 2012. – № 2. – С . 56-65.

КОМПЛЕКС МЕТОДОВ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА И ПУЧЕНИЯ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ ГРУНТАХ И ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Г. П. Бровка, К. А. Агутин, А. Г. Бровка, И. В. Дедюля
Институт природопользования НАН Беларуси, *brovka_gp@tut.by*

Представлен обзор разработанных в лаборатории физико-химической механики природных дисперсных систем Института природопользования НАН Беларуси методов лабораторного исследования процессов теплообмена и пучения в промерзающих грунтах и горных породах.

EXPERIMENTAL RESEARCH METHODS COMPLEX FOR HEAT AND MASS TRANSFER AND HEAVING OF FREEZING GROUNDS AND ROCKS

G. P. Brovka, K. A. Ahutsin, A. G. Brovka, I. V. Dziadiulia
Institute for Nature Management of NASB, *brovka_gp@tut.by*

Review of laboratory research methods for heat and mass transfer and heaving of freezing grounds and rocks had developed in the laboratory of physical-chemical mechanics of nature disperse systems of the Institute for Nature Management of NASB is presented.

При строительстве инженерных объектов, включающих или контактирующих с промерзающими грунтами и горными породами необходимо в первую очередь прогнозировать температурные режимы и деформационные процессы, связанные с фазовыми переходами вода-лед. Это можно сделать с необходимой достоверностью, только используя характеристики, непосредственно определяемые на пробах грунтов или горных пород, отобранных при инженерно-геологических изысканиях проектируемых объектов. Для этих целей в лаборатории физико-химической механики природных дисперсных систем Института природопользования НАН Беларуси создан комплекс приборов и методик лабораторного исследования процессов теплообмена и пучения в промерзающих грунтах и горных породах. В докладе приводится краткое описание приборов, входящих в этот комплекс.

Калориметрическая установка. Калориметрическая установка предназначена для определения удельной теплоемкости грунтов, почв и горных пород при положительных и отрицательных температурах, зависимости количества незамерзшей воды в циклах промерзания и оттаивания от температуры, а также определения теплот смачивания грунтов и почв. Установка может использоваться для определения с повышенной точностью температуры начала замерзания воды в почвах, грунтах и растворах. Определенные модификации установки выполнены с возможностью проведения исследований при повышенном гидростатическом давлении газов (до 10 МПа). Регистрация и регулирование температурного режима калориметра, обработка данных проводятся в автоматическом режиме с использованием компьютерных средств (рис. 1).

Технические характеристики калориметра

1	Диаметр калориметрического стакана	20 мм
2	Высота калориметрического стакана	100 мм
3	Масса калориметрируемого образца	20-50г
4	Температурный режим	От-40 до +60°C
5	Точность измерения температуры	±0,02°C
6	Относительная погрешность определения теплоты фазового перехода	±1%

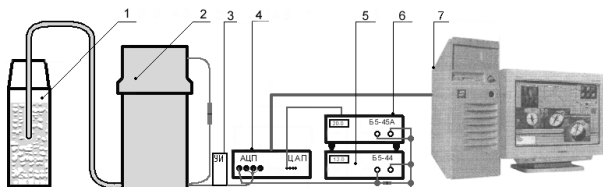


Рис. 1 – Схема калориметрической установки: 1 – ноль-термостат, 2 – калориметр, 3 – блок усилителей постоянного тока, 4 – блок АЦП и ЦАП, 5 – источник питания калориметра, 6 – источник питания охранного стакана, 7 – системный блок компьютера

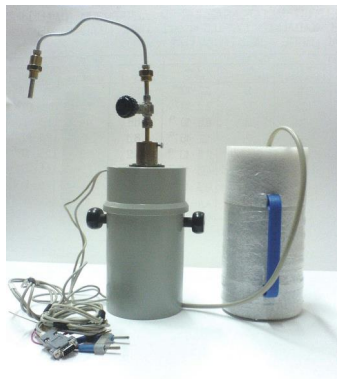
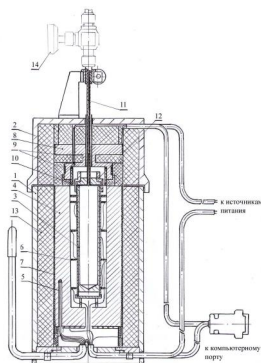


Рис. 2 – Схема и фотография калориметра-барокамеры: 1 – корпус калориметра; 2 – крышка калориметра; 3 – стакан калориметрический; 4 – стакан охранный; 5 – датчик температуры калориметра; 6 – датчик разности температур; 7 – основной охранный нагреватель; 8 – охранный блок крышки; 9 – охранный нагреватель крышки; 10 – датчик разности температур крышки; 11 – трубка подачи давления; 12 – заглушка с уплотняющей втулкой; 13 – теплоизоляция; 14 – вентиль

Для исследования фазового состава воды при повышенном давлении разработана модификация конструкции калориметра (рис. 2). Основные отличия конструкции заключаются в герметичном соединении калориметрического стакана с помощью

тонкой стальной трубки с системой подачи высокого давления. Однако в таком случае через трубку возникает достаточно интенсивный теплообмен между калориметрическим стаканом и корпусом калориметра. Для его устранения предусмотрен охранный блок крышки, который размещен в самой крышке. В этом блоке с помощью датчика разности температуры и охранный нагревателя поддерживается с точностью 0,01 °С температура равная температуре основного охранный стакана. Таким образом, удается устранить неконтролируемые тепловые утечки из рабочей камеры калориметра.

Устройство для определения коэффициентов теплопроводности грунтов. Устройство предназначено для определения коэффициентов теплопроводности почв, грунтов и горных пород методом стационарного теплового режима в талом и мерзлом состояниях. Регистрация и регулирование температурного режима, обработка данных могут проводиться в автоматическом режиме с использованием компьютерных средств.

Технические характеристики устройства

1. Диаметр исследуемых образцов, мм	80-120
2. Высота исследуемых образцов, мм	20-45
3. Напряжение питания нагревателя, В	до 36
4. Сопротивление нагревателя, Ом	80-120
5. Чувствительность датчиков теплового потока, мкВ/(Вт/м ²)	0,5-2
6. Чувствительность датчиков температуры, мкВ/°С	180-200
7. Диапазон температур, °С	-30- +40
8. Диапазон определяемых коэффициентов, Вт/м·К	0,10–3,0
9. Погрешность определения коэффициента теплопроводности, %	± 6

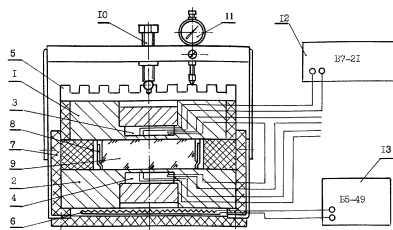


Рис. 3 – Схема устройства для определения коэффициентов теплопроводности грунтов:

1,2- теплообменники, 3,4- датчики теплового потока, 5- радиатор, 6- нагревательный элемент, 7- теплоизоляция, 8- кассета, 9- образец исследуемого грунта, 10- прижимной винт, 11- индикатор часового типа, 12- вольтметр цифровой, 13- источник постоянного тока.

Для исследования коэффициента теплопроводности горных пород при повышенном давлении разработано специальное устройство. Оно представляет собой цилиндрическую барокамеру, образованную двумя коаксиальными цилиндрами из металла. Подробное описание этого устройства приведено работе [2].

Устройство для определения температур начала замерзания растворов и воды в дисперсных материалах. Устройство предназначено для определения

температур начала замерзания растворов и воды в почвах, грунтах и горных породах. Особенность данного устройства заключается в том, что оно позволяет проводить процесс с минимальным переохлаждением воды за счет наличия инициаторов кристаллизации. Этим самым повышается точность определения температуры начала замерзания воды.

Технические характеристики устройства для определения температур начала замерзания воды в грунтах и растворах

1	Диаметр образца	15 мм
2	Высота образца	80 мм
3	Точность определения температуры начала замерзания	+0,03°C
4	Чувствительность датчиков температуры	36 - 40 мкВ/°C
5	Масса установки	не более 2 кг
6	Количество одновременно исследуемых образцов	4

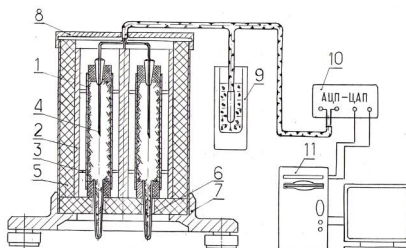


Рис. 4 – Схема и фотография устройства для определения температур начала замерзания растворов и воды в дисперсных материалах:

1 – гильза с образцом, 2 – корпус, 3 – кольцо дистанционное, 4 – датчик температуры, 5 – теплоизоляция, 6 – инициатор кристаллизации, 7 – основание, 8 – крышка, 9 – ноль-термостат, 10 – блок АЦП-ЦАП, 11 – компьютер

Устройство для лабораторного моделирования тепломассопереноса и пучения при промерзании грунтов. Согласно требованиям ГОСТ 28622-2012 для определения степени пучинистости грунтов используются образцы диаметром 100 и высотой 130-150 мм. При этом не предусматриваются, кроме боковой тепловой изоляции, охранные элементы по предотвращению боковых утечек тепла. Указанное соотношение диаметра и высоты неизбежно приводит к боковым утечкам, что искажает одномерное промерзание образца. К тому же, трудоемкость и длительность опыта предопределяют необходимость более рационального извлечения и обработки информации по процессам тепло- массопереноса, происходящим при промерзании достаточно больших образцов грунта. Это можно сделать, создав дополнительные элементы контроля и регулирования температуры и тепловых потоков в устройстве, аналогичном предлагаемому в ГОСТ 28622-2012. С этой целью разработано новое устройство и методика комплексного исследования криогенного пучения и процессов тепло- и массопереноса в промерзающих грунтах.

Разработанное устройство в конкретном исполнении имеет ряд особенностей, расширяющих его функциональные возможности и более строгий контроль режима проведения опытов по определению степени пучинистости грунтов. Это выражается прежде всего в наличии охранной тепловой оболочки, уменьшающей боковой теплообмен, и возможности контроля распределения температуры по высоте образца.

Основными элементами устройства (рис. 5) являются теплообменники 3 и 4 с нагревательными элементами, между которыми в разъемной обойме располагается исследуемый образец грунта 1. С каждым теплообменником жестко скреплен тепловой экран из стальной трубы. Тепловые экраны верхнего и нижнего теплообменников с минимальным зазором заходят друг в друга. В центральных частях экранов расположены проволочные нагреватели. Для контроля температуры теплообменников и верхней части экрана в соответствующие точки помещены спай медь-константановых термопар. На уровне расположения спая термопары верхнего экрана (35 мм от поверхности теплообменника) между экраном и обоймой расположен датчик разности температуры в виде батареи медь-константановых термопар. Система указанных нагревателей и датчиков температуры позволяет вести контроль и регулирование температурного режима промораживания образца. При этом используется четырехканальный компьютерный порт В-381 и управляемые аналоговыми сигналами источники питания типа Б5-45А или аналогичные.

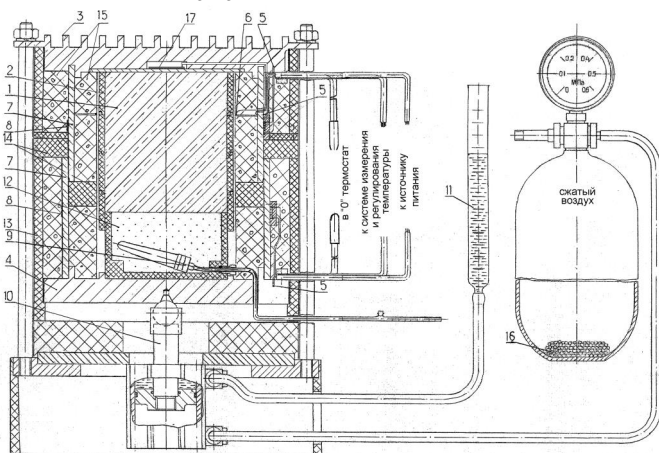


Рис. 5– Устройство для определения степени пучинистости грунтов:

1- образец грунта, 2- обойма разъемная, 3- теплообменник верхний с нагревателем, 4 - теплообменник нижний с нагревателем, 5- датчики температуры, 6- датчик разности температуры, 7- тепловые экраны, 8- нагреватели тепловых экранов, 9- система водоподпитки образца, 10- механизм нагружения образца, 11- система измерения перемещений, 12- кювета с песком, 13- кожух теплоизоляционный, 14- теплоизоляция деформирующаяся, 15- пена монтажная, 16- баллон со сжатым воздухом и осушителем воздуха, 17- датчик теплового потока.

Нижняя часть образца контактирует с кюветой заполненной влажным песком 12, постоянная влажность которого обеспечивается системой водоподпитки 9. Система

водоподпитки представляет собой закрытую керамическую трубку гидравлически связанную с горизонтально расположенной бюреткой, заполненной водой.

Вертикальное нагружение образца осуществляется с помощью пневматического пресса, созданного на базе пневмоцилиндра и баллона со сжатым воздухом. Пневмоцилиндр располагается под нижним теплообменником и шток пневмоцилиндра через шаровое соединение упирается в его центр. Данная система обеспечивает постоянную уплотняющую нагрузку образца от 0,02 до 0,15 МПа в зависимости от давления воздуха в баллоне, измеряемого с помощью манометра. С учетом соотношения диаметров пневмоцилиндра и образца коэффициент передачи уплотняющего давления составляет 0,25, т.е. при давлении воздуха в баллоне 0,2 МПа нагрузка на образец будет составлять 0,05 МПа.

Для управления температурным режимом проведения опыта в программируемой среде Delphi разработана специальная программа «Rebound».

Методика расчета параметров массопереноса. Разделка мерзлых образцов осуществляется следующим образом. Мерзлая и талая зоны разрезаются через 5-10 мм параллельно фронту промерзания и производится послойное определение влагосодержания и плотности скелета грунта. Влагосодержание определяется методом термостатной сушки, плотность скелета методом гидростатического взвешивания.

При расчете параметров массопереноса и пучения используются формулы, полученные на основе математической модели тепло- и массопереноса при промерзании грунта [4]:

$$K_m = \frac{\frac{1}{2}(W|_{x=\xi-0} - W|_{x=\xi+0})\rho_{ск}\frac{\xi}{\tau}}{\left.\frac{\partial T}{\partial x}\right|_{x=\xi-0}}, \quad (1)$$

$$a_w = \frac{-\frac{1}{2}(W|_{x=\xi-0} - W|_{x=\xi+0})\rho_{ск}\frac{\xi}{\tau}}{\left.\frac{\partial W}{\partial x}\right|_{x=\xi+0}}, \quad (2)$$

где K_m – коэффициент термовлагопроводности мерзлой зоны; a_w – коэффициент диффузии влаги в талой зоне; τ – время промораживания; ξ – толщина промерзшей зоны; $\rho_{ск}$ – плотность скелета грунта; $W|_{x=\xi-0}$ – влагосодержание в мерзлой зоне на фронте промерзания. $W|_{x=\xi+0}$ – влагосодержание в талой зоне на фронте промерзания;

Численные значения градиентов температуры и влагосодержания, входящие в формулы (1, 2), определяются методом графического дифференцирования на основании распределения температуры и влагосодержания.

Кроме приведенных параметров массообмена и пучения по данным о температурном режиме промораживания образца и кинетике теплового потока на охлаждаемой поверхности по специальной программе можно рассчитать коэффициент теплопроводности, эффективную теплоемкость и эффективную теплоту фазового перехода исследуемого грунта.

Следует отметить, что использование характеристик массообмена в промерзающих грунтах K_m и a_w позволяет рассчитать процессы перераспределения влаги в зависимости от температуры режимов и более точно спрогнозировать криогенное пучение для конкретных условий.

С помощью разработанного комплекса приборов к настоящему времени создана база данных по теплофизическим характеристикам горных пород 7 калийных рудников: 4 – в Беларуси, 2 – в России и 1 – в Туркменистане.

Литература

1. Бровка А. Г., Романенко И. И. Приборы и методы исследования теплофизических характеристик и фазового состава воды горных пород при отрицательных температурах // Горная механика. – 2009. – №1. – С.71-79.
2. Бровка А. Г., Лиштван И. И. Влияние горного давления на коэффициент теплопроводности и фазовый состав воды в горных породах при отрицательных температурах // Природопользование. Вып. 19. – 2011. – С. 187-195.
3. Агутин К. А., Бровка Г. П., Романенко И. И. Установка для комплексного исследования криогенного течения и процессов тепло- и массопереноса в промерзающих грунтах // Природопользование. Вып. 20. – 2011. – С. 129-133.
3. Бровка Г.П. Тепло- и массоперенос в природных дисперсных системах при промерзании. – Минск: Навука і тэхніка, 1991. – 191 с.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ЦИКЛИЧЕСКИХ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

А.Ю.Бычков¹, Т.В. Раудина², Е.А.Маркова¹

¹Московский Государственный Университет имени М.В.Ломоносова, Россия;

bychkov@geol.msu.ru

²Томский Государственный Университет, Россия; *tanya_raud@mail.ru*

Проведено экспериментальное исследование поведения микроэлементов в циклах замораживания-оттаивания для образцов природных вод. Образцы воды были отобраны в Московской области и Северной Карелии. Вода подвергалась циклам замораживания-оттаивания, исследовалось содержание макро- и микрокомпонентов. Результаты исследования показали, что происходит коагуляция коллоидов, содержащих органическое вещество, Fe и Al. При этом ряд элементов выводится из раствора. В пробах воды из Северной Карелии выведение элементов происходит слабее благодаря наличию органометаллических комплексов.

EXPERIMENTAL STUDY OF TRACE ELEMENTS BEHAVIOR IN CYCLIC CRYOLOGICAL PROCESSES

A.Yu.Bychkov¹, T.V. Raudina², E.A.Markova¹

¹Lomonosov Moscow State University, Russia; *bychkov@geol.msu.ru*

²Tomsk State University, Russia; *tanya_raud@mail.ru*

An experimental study of trace elements behavior in freezing cycle for natural water samples was carried out. Water samples were taken in the Moscow region and North Karelia. Water exposed to freezing cycles, studied the concentration of macro- and micro-components. The results showed that there is a coagulation of colloids containing organic matter, Fe and Al. A number of elements derived from the solution. In water samples from North Karelia removing elements occurs weaker due to the presence of organometallic complexes.

Поведение компонентов при фазовых переходах воды экспериментально исследовано недостаточно. Это связано с разнообразием форм переноса элементов в природных водах. Наиболее заметную роль в комплексообразовании в поверхностных водах играют гумусовые вещества (ГВ), главным образом фульвокислоты (ФК),

являющиеся преобладающей составляющей растворенного органического вещества (РОВ). Поэтому исследование роли этих природных органических веществ в поведении металлов водных систем становится все более актуальной задачей. Гумусовые вещества являются важнейшим резервом органического углерода в его глобальном круговороте. Миграционные формы металлов, образованные разными группами (фракциями) гуминовых кислот, также различаются по свойствам, что отражается на формировании миграционных потоков. В частности, почвенные частицы с сорбированными низкомолекулярными гуминовыми кислотами, быстрее дезагрегируют и легче переходят в состав высокодисперсных речных взвесей [1].

Эксперименты проводились с 5 образцами природных вод. Образец М-1 был отобран в заболоченном противопожарном водоёме посёлка городского типа Востряково Домодедовского района Московской области. Этот образец не фильтровался и не концентрировался. До проведения опыта хранился в холодильнике. Остальные четыре образца были отобраны в Северной Карелии в районе озера Ципринга на ручье Восточный. Эти образцы были выбраны в связи с хорошей изученностью этого района [3, 4]. После отбора в полевых условиях пробы воды были пропущены через предфильтр (сетку 100 мкм), затем профильтрованы (фильтр с размерностью 0,2 мкм, "Фитрем" на трековой мембране) в 5 литровые канистры. Исследуемое вещество до начала эксперимента постоянно находилось в холодильнике при температуре от +7 до +10°C. Пробы воды из Северной Карелии характеризуют: OR-1 – устье ручья Восточный; OR-3 – исток ручья Восточный (болото); OR-8 – озеро Ципринга; ZPBL – западное болото.

Для постановки эксперимента в тщательно отмытые герметичные флаконы (для М-1 объемом 400 мл, для проб Карелии 60 мл) были помещены растворы всех образцов. Каждый образец был разлит в серию из 6 флаконов. В отдельную серию из 6 флаконов была помещена чистая вода, подготовленная с использованием деионизатора EasyPure2 для учета загрязнения, поступающего из флаконов. Все образцы были подвергнуты заморозке при температуре -13°C в течении 2 суток. Затем все флаконы извлекались из криокамеры и подвергались оттаиванию на водухе в течении 2 часов. После оттаивания один флакон из каждой серии был исследован, а остальные подвергнуты следующему аналогичному циклу заморозки-оттаивания. Таким образом, последний флакон из серии прошел 6 циклов.

После каждого цикла заморозки-оттаивания содержимое флакона обрабатывалось. Часть раствора фильтровалась через фильтр с размерностью 0,2 мкм, "Фитрем" на трековой мембране в пробирки объёмом 15 мл и консервировалась азотной кислотой до концентрации 3%. В остальном растворе определялось значение pH и содержание органического вещества и анионов.

Для этого измерения кислотности в анализируемых пробах был использован стеклянный электрод ЭСЛ-63-07 в цепи с хлорсеребряным электродом сравнения. Определение потенциала цепи производилось иономером Эксперт-001. Калибровка цепи производилась по трем буферным растворам: 0.1 M HCl (pH=1,08), фосфатным (pH=7,4) и боратым (pH=9,18). Определение хлоридов проводилось по методу Мора (аргентометрическое титрование). Определение сульфатов заключается в осаждении сульфатов в виде BaSO₄ при добавлении к подкисленной пробе взвеси BaCrO₄ и определении затем вытесненного иона CrO₄²⁻ в кислой среде иодометрическим титрованием. Содержание органического углерода в воде проводилось с помощью анализатора общего органического углерода TOC Vario LiquiTOC Trace. Концентрация микроэлементов проводилась методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на масс-спектрометре Element-2 в лаборатории экспериментальной геохимии.

После третьего криогенного цикла было отмечено, что фильтрация воды проходила существенно облегчилась. Одновременно было отмечено образование осадка на дне флакона. Вероятно, это связано с коагуляцией коллоидов, что можно подтвердить следующим известным фактом: нерастворённые частицы, при замораживании воды не могут захватываться кристаллической решеткой льда, так как их размеры на несколько порядков больше, чем расстояние между атомами кристаллической решетки. При размораживании такие частицы выпадают в виде осадка. Соответственно, можно сделать вывод, что с каждым циклом нерастворённых частиц в коллоиде (исходной воде), становится меньше, поэтому и процесс фильтрации становится легче, а фильтровальная мембрана остаётся чистой.

Результаты экспериментов показали, что поведение компонентов в воде Московской области и Северной Карелии в криогенных циклах различается. Для образца М-1 (Московская область) характерны большие изменения в концентрации и различие в их поведении. По изменению концентрации микроэлементов в воде из Московской области обнаружен ряд закономерностей. Элементы ведут себя различным образом, можно выделить три группы по характеру изменения концентрации в криогенных циклах:

I. Первая группа ведёт себя консервативно, концентрация слабо изменяется при повторном замораживании исследуемой воды (рис. 1). К таким элементам относятся: макрокомпоненты: Ca, Mg, K, Na, Cl, HCO_3^- и ряд микроэлементов: Ba, Mn, Co, Ni, As и др. Для этих элементов характерны истинно растворенные формы в виде простых ионов. Концентрация элементов уменьшается менее, чем на 40% от исходной величины. Уменьшение может быть связано с адсорбцией на поверхности осадка.

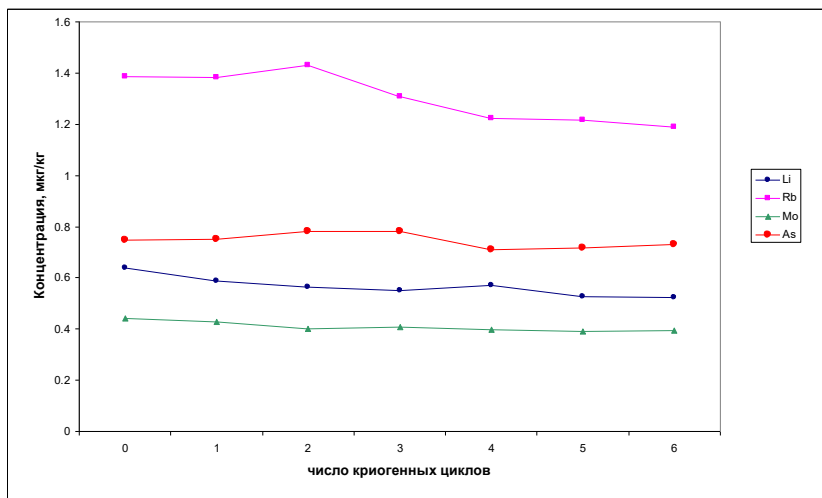


Рис. 1. Изменение концентрации от числа криогенных циклов для группы элементов с консервативным поведением (вода из Московской области М-1).

II. Вторая группа элементов изменяет концентрацию в растворе – после первого цикла замораживания резко падает концентрация, а затем снижается слабее (рис. 2). Степень снижения концентрации уменьшается более чем на 50%, как правило, 80-90%

от исходной величины. К этой группе относятся преимущественно элементы-гидролизаты: Fe, Al, Ti, Hf, Nb, РЗЭ, Th и другие. Основная форма переноса этих элементов в поверхностных водах – комплексы с крупными органическими лигандами (ГВ и ФК) [2, 3]. Такие комплексы по молекулярной массе занимают промежуточное положение между коллоидами и истинными растворами. Замерзание может приводить к коагуляции РОВ и укрупнению частиц до размера 0,2 мкм, в результате чего они удерживаются фильтром. На этих частицах может происходить дополнительная адсорбция компонентов.

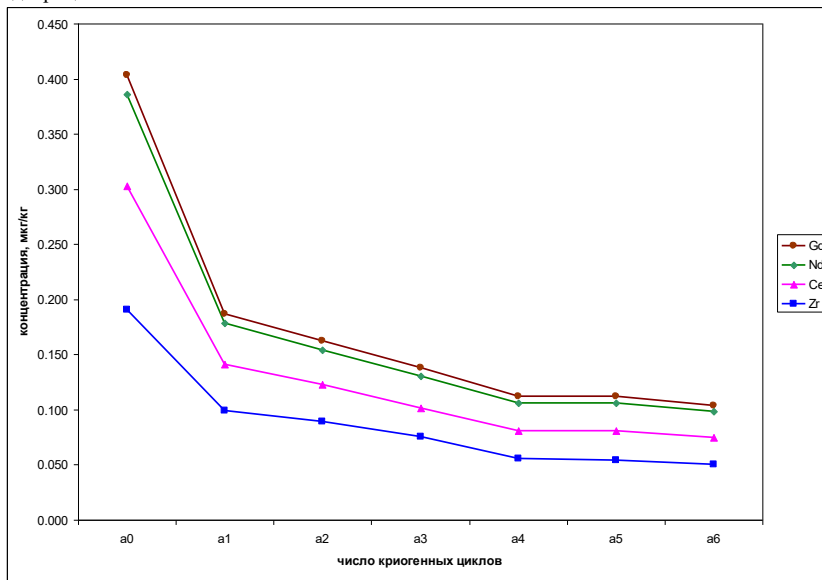


Рис. 2. Изменение концентрации от числа криогенных циклов для группы элементов с закономерным убыванием (вода из Московской области М-1).

III. Третья группа элементов имеет максимум концентрации на первом и/или втором цикле замораживания-оттаивания. При последующих циклах их концентрация снижается (рис. 3). Такая закономерность характерна для Cd, Cs, Bi, Cu. Эти элементы являются характерными компонентами воздушных аэрозолей, имеющих техногенное происхождение. Такие аэрозоли представляют собой продукты сгорания и являются сферами микронного размера. Образование максимума можно объяснить разрушением таких аэрозолей под воздействием кристаллизующегося льда. При оттаивании компоненты переходят в раствор, но затем участвуют в процессах коагуляции и сорбции.

Необходимо отметить, что в циклах замораживания замечено увеличение концентрации сульфат-иона в 2 раза. Причины этого пока не понятны.

Для определения механизма кристаллизации был изготовлен ледяной шлиф. Разрез флакона показал, что, как и ожидалось, рост кристаллов льда происходил от стенок к центру. Коллоиды сконцентрировались в центральной части флакона между ледяными кристаллами вместе с пузырьками газа. Таким образом, в этой части

произошло обогащения остаточного раствора всеми солевыми компонентами, коллоидами и газом. В процессе замораживания здесь могут происходить разные процессы. Увеличение концентрации электролитов может приводить к коагуляции и укрупнению коллоидов и комплексов металлов с РОВ. Обогащение металлами раствора способствует адсорбции на поверхности осадка.

С другой стороны, остаточный раствор и другие компоненты подвергаются физическому воздействию за счет кристаллизационного давления льда. Механическое воздействие может «прессовать» осадок, образуя крупные агрегаты.

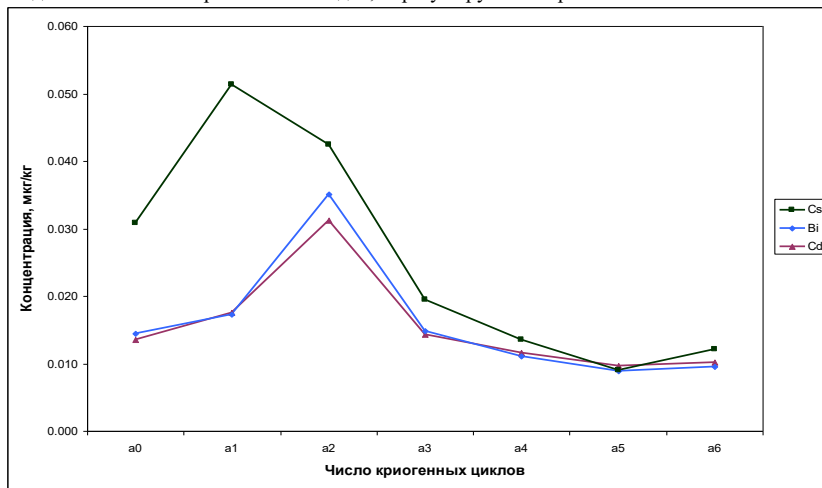


Рис. 3. Изменение концентрации от числа криогенных циклов для группы элементов с максимумом (вода из Московской области М-1).

Степень выведения элементов из воды Северной Карелии оказалась существенно ниже. В целом, элементы образуют те же две группы: с консервативным поведением и с уменьшением концентрации в криогенных циклах. Однако, степень снижения концентрации даже для редкоземельных элементов не превышает 60%.

Первая группа элементов ведёт себя консервативно, почти не изменяя свои концентрации при повторном замораживании исследуемой воды. Для пробы Западного болота (ZPBL) такими элементами являются - Li, Be, Ga, REE, Cs, Eu, Gd; для озера Ципринга (OR-8) - Rb, Ga, Zn, Cu, Mn, Fe, Sr, Li, Sc, V, Zr; для истока ручья Восточный (OR-3) - Li, V, Zr, Cd, Sb; для образца устья ручья Восточный (OR-1) - Li, V, Zr, Cs, Ce.

Вторая группа элементов изменяет своё содержание в растворе. Для OR-1 этими элементами являются - Cr, Al, Fe, Ba; в пробе OR-3 - Fe, Sn, Ba, Al, Cr; в образце OR-8 - Sr, La, Ce, Pr, Nd, Ba; и в пробе ZPBL - Mg, Al, Si, Pb, Sc, V, Zr, Sb, La, Ce. Очевидно, что самое большое количество элементов, которые изменяют свою концентрацию, отмечены в пробе ZPBL, то есть западное болото. Предположительно, это означает, что коагуляция происходит интенсивнее в водах со значительным содержанием органического углерода и макрокомпонентов.

Концентрации РОВ в образцах распределяются следующим образом (TOC): вода из Московской области (М-1) 6 мг/л, OR-1 7.22 мг/л, OR-3 12.1 мг/л, OR-8 5.45 мг/л, ZPBL 40.67 мг/л. Самые высокие концентрации РОВ наблюдаются в воде из болота.

При этом вода из Московской области принципиально не отличается по содержанию РОВ от вод Северной Карелии. Вероятно, отличия связаны с типом растворенного органического вещества и формами переноса.

Фильтры со взвесью были исследованы при помощи электронного микроскопа. Фотографирование образцов проводилось в режиме вторичных электронов, образцы были покрыты золотом. На изображении (рис. 4) во вторичных электронах яркость

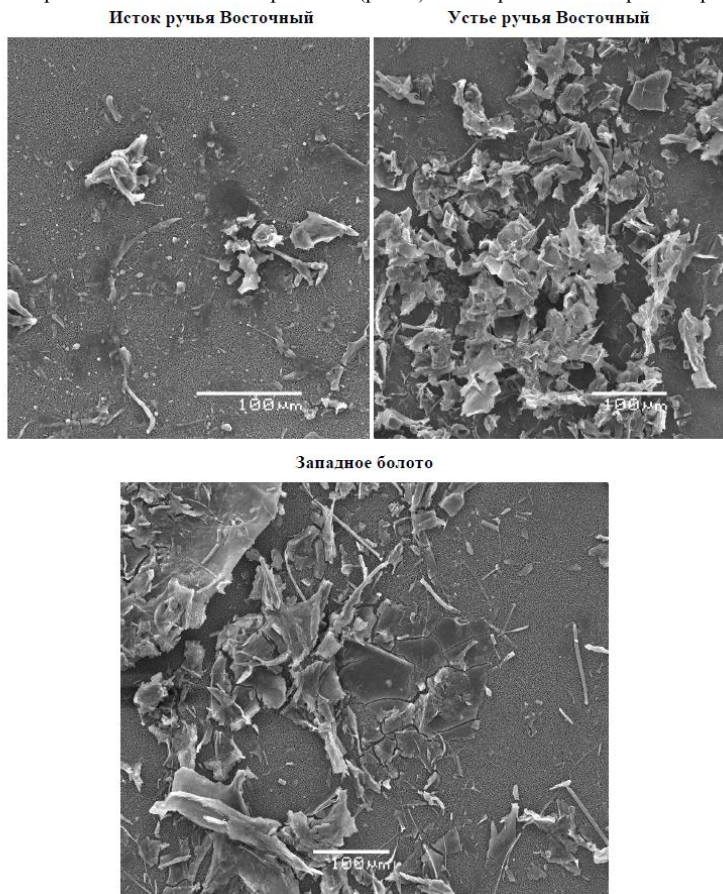


Рис. 4. Вид взвеси на фильтрах после 6 криогенных циклов для вод Северной Карелии под электронным микроскопом.

фотона возрастает по мере увеличения угла наклона поверхности. Как видно на фотографиях, частицы твёрдого вещества представляют собой плоские призматические фигуры. Такая форма получается за счёт роста кристаллов льда от краёв к центру, а вся

взвесь остаётся между кристаллами. Кристаллизационные силы сжимают массу органического вещества, прессуя слепки межкристаллического пространства.

Проводился полукачественный анализ на содержание элементов во взвеси. Для этого снимались спектры в разных точках фильтра. Основная масса взвеси представлена органическим веществом, во взвеси выявлены Si, Mg, Ca. В устье и в истоке ручья Восточный во взвеси появляется Al. На фильтре, через который пропускали заболоченную воду, виден спектр Fe.

Результаты экспериментального исследования позволили сделать следующие выводы:

1) Поведение макрокомпонентов водного раствора в циклических геокриологических процессах имеет консервативный характер и существенно не меняется в циклах заморозки-разморозки.

2) В циклических геокриологических процессах воды из Московской области концентрация элементов-гидролизатов существенно снижается. Редкоземельные элементы и Zr выводятся до 80%, Nb, Al, Ti, Hf, Fe и Th – выводятся более, чем на 90%. Эти элементы присутствуют в растворе в виде коллоидов: органические вещества с гидрооксидами железа и алюминия. При замерзании раствора коллоиды выжимаются кристаллами льда в центр сосуда и коагулируют.

3) В циклических геокриологических процессах в воде Северной Карелии концентрация элементов-гидролизатов в растворе в целом снижается, но существенно слабее, чем в воде Московской области. При этом органическое вещество коагулирует, образуя структуры межкристаллического пространства льда. По данным ЭДС-анализа частицы взвеси содержат Fe, Al, Ca, Si, Mg.

4) Различие в степени выведения компонентов из растворов для вод Карелии и Московской области определяется формами нахождения элементов в растворах. Для вод Карелии преобладают комплексы с высокомолекулярным органическим веществом. Для воды Московской области характерны коллоидные формы переноса. Разработанный экспериментальный метод может быть предложен для разделения форм переноса компонентов в природных водах, но это требует дополнительного исследования.

Литература

1. Алехин Ю.В., Ильина С.М., Лапицкий С.А., Ситникова М.В. Результаты изучения совместной миграции микроэлементов и органического вещества в речном стоке бореальной зоны // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геол. 2010. № 6, с. 49 – 55.
2. Pokrovsky O.S., Dupré B., Schott J. Fe-Al-organic colloids control of trace elements in peat soil solutions: results of ultrafiltration and dialysis. // Aquatic Geochemistry, 2005, vol. 11, pp. 241-278.
3. Pokrovsky O.S., Schott J., Dupre B. Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewaters of permafrost-dominated basaltic terrain in Central Siberia // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2006, vol. 70, №13, pp. 3239-3260.
4. Vasyukova E. V., Pokrovsky O. S., Viers J., Oliva P., Dupré B., Martin F., Candaudap F. Trace elements in organic- and iron-rich surficial fluids of the boreal zone: Assessing colloidal forms via dialysis and ultrafiltration // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2010, vol. 74, №2, pp. 449-468.

ЭКСПРЕСС-МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ НЕЗАМЕРЗШЕЙ ВОДЫ В МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ ПО ПОТЕНЦИАЛУ ВЛАГИ

Истомин В.А.¹, Чувилин Е.М.^{2,3}, Буханов Б.А.²

1- ООО «Газпром ВНИИГАЗ»,

2-Сколковский институт науки и технологий

В работе предложен экспресс-метод определения содержания незамерзшей воды в мерзлых породах в широком диапазоне отрицательных по Цельсию температур (до -10...-15 °C). Метод включает экспериментальное определение потенциала влаги грунта при положительной температуре с последующим термодинамическим пересчетом на температурную зависимость содержания незамерзшей воды. По предложенному методу выполнен расчет содержания незамерзшей воды в мерзлой каолиновой глине. Сравнение полученных расчетных значений содержания жидкой водной фазы в мерзлых грунтах с результатами контактного метода, показало их хорошую сходимость.

EXPRESS METHOD FOR UNFROZEN WATER CONTENT DETERMINATION IN FROZEN SOILS USING WATER POTENTIAL

Vladimir Istomin¹, Evgeny Chuvilin^{2,3}, Boris Bukhanov²

1- JSC GazpromVNIIGAZ,

2- Skolkovo Institute of Science and Technology

3- Department of Geology, Moscow State University

In this paper, we propose an express method of unfrozen water content determination in the frozen soils in a wide range of negative temperatures (up to -10...-15 ° C). The method includes experimental determining of water potential at positive temperature and thermodynamic calculations to unfrozen water content of negative temperature (Celsius). Using the proposed method, the unfrozen water content in frozen kaolinite clay was determined. The comparison of unfrozen water content determined by the calculated method and by the contact method showed a good agreement.

Введение. В настоящее время существует ряд экспериментальных методов определения содержания незамерзшей воды в мерзлых породах: калориметрический, ЯМР, диэлектрический, криоскопический, адсорбционный, контактный и др. [1, 5 и др.]. Параллельно с разработкой экспериментальных методов предлагались расчетные схемы оценки содержания незамерзшей воды в мерзлых дисперсных породах в спектре отрицательных температур [7, 3 и др.]. В последнее время с появлением новых экспериментальных методов по изучению фазовых равновесий в мерзлых дисперсных горных породах интерес к количественной оценке содержания незамерзшей воды существенно вырос [2, 9, 12, 13].

Многие из существующих на сегодняшний день методов определения незамерзшей воды отличаются значительной трудоемкостью. Кроме того, имеются проблемы при сопоставлении получаемых разными методами результатов. Это вызывает необходимость совершенствования современных методик и разработки более оперативных методов оценки фазового состояния влаги в мерзлых породах.

В работе В.А. Истомина и др. [2] по изучению термодинамики поровой влаги была предложена уточненная методика расчета содержания незамерзшей воды из экспериментальных данных по потенциалу влаги грунта, измеренному при положительных по Цельсию температурах (близких к комнатной температуре). Методика была сопоставлена с контактным методом и показала хорошую сходимость (экспериментально была показана согласованность обоих методов в пределах ошибок измерений). Предложенный подход для области высоких отрицательных температур (до -15°C) может быть упрощен и представлен как экспресс-метод расчета температурной зависимости незамерзшей воды по измеренным значениям потенциала поровой влаги в исследуемых образцах.

1. **Определения потенциала поровой влаги.** Потенциал влаги ψ активно используется в грунтоведении и почвоведении для описания термодинамических свойств поровой воды [6, 4]. На сегодняшний день имеются различные инструментальные средства для измерения величины потенциала поровой влаги. Одним из удобных приборов является WP 4T, разработанный компанией Decagon Devices (США) [8]. Измерительная система данного прибора основана на определении парциального давления паров воды над влажным грунтом по методу «точки росы». Прибор WP 4T позволяет получать значения потенциала влаги в температурном диапазоне от 5 до 43 °C с погрешностью по давлению $\pm 0,1$ МПа в диапазоне от 0 до -10 МПа и с погрешностью ± 1 МПа в диапазоне от -10 до -300 МПа. Этот прибор может определять значения как потенциала поровой влаги ψ , так и термодинамической активности воды a в пористых средах.

Активность поровой влаги $a = a(T, W)$ грунтовой системы вводится по аналогии с водными растворами по соотношению:

$$a = \frac{p_{wpor}}{p_w}, \quad (1)$$

где p_{wpor} – парциальное давление водяных паров над исследуемым образцом фиксированной влажности образца W , p_w – давление паров над объемной фазой жидкой воды.

Потенциал влаги ψ связан с активностью a соотношением:

$$\psi = RT \frac{\rho}{M} \ln \frac{p_{wpor}}{p_w} = RT \frac{\rho}{M} \ln a, \quad (2)$$

где R – универсальная газовая постоянная (8,314 Дж/Моль К); T – температура исследуемого образца пористой среды (К); M – молекулярная масса воды (18,015 г/моль); ρ – плотность воды (1,0 г/см³).

Для экспериментального определения потенциала влаги готовятся образцы грунта диаметром 3,8 см и высотой 0,5-1,0 см с влагосодержанием от первых весовых процентов до полной влагоемкости. При проведении замеров потенциала влаги в грунтовых образцах для автоматизации процесса получения, накопления и обработки данных прибор WP 4T подключался к компьютеру через стандартную программу Nurer terminal.

2. **Термодинамические основы определения незамерзшей воды.** Активность воды по измеренной величине потенциала влаги при заданной влажности образца определяется из формулы (2) с учетом численных значений R и M следующим образом:

$$a(W, T) = \exp\left[\frac{M\psi}{RT\rho}\right] = \exp\left[\frac{18,015\psi}{8,314 T\rho}\right] = \exp\left[\frac{2,167\psi(W, T)}{T}\right]. \quad (3)$$

Как показывает термодинамический анализ (Istomin et al. 2015) для расчета содержания незамерзшей воды в диапазоне температур от 0 °C до -15 °C можно в хорошем приближении пренебречь температурной зависимостью активности поровой влаги a , т.е. сделать допущение, что a является только функцией W (из формулы (3) видно, что в этом случае величина $\psi(W, T)/T$ не будет зависеть от температуры). Отсутствие температурной зависимости активности влаги означает, что энтальпия поровой влаги совпадает с энтальпией объемной фазы воды. Фактически температурная зависимость активности поровой влаги a может проявляться только при малых влажностях образца (т.е. для «прочносвязанной влаги»).

Из экспериментальных данных по активности поровой влаги в грунтовом образце с заданной влажности необходимо выполнить расчет температуры T_{eq} ($T < 273,15$ K), при которой поровая влага будет находиться в равновесии с объемной фазой льда (как и в случае определения незамерзшей воды контактным методом). Для такого пересчета необходимо иметь соотношение для разности свободных энергий Гиббса (или разности химических потенциалов) между жидкой (переохлажденной водой) и объемной фазой льда, которое было представлена ранее [2]. С его использованием посредством приравнивания химических потенциалов поровой воды и льда можно получить функциональную связь между активностью поровой воды и температурой T_{eq} , при которой эта поровая влага будет находиться в равновесии со льдом (объемной фазой льда):

$$-RT \ln a = 6008 \cdot (1 - T/T_o) - 38,2 \cdot \left[T \ln \frac{T}{T_o} + (T_o - T) \right]. \quad (4)$$

Здесь $T_o = 273,15$ K, $T = T_{eq}$ ($T < T_o$) – равновесная температура.

Взамен формулы (4) на практике более удобно использовать зависимость равновесной температуры от активности поровой влаги. В диапазоне активностей от 0,6 до 1 рекомендуется использовать следующую расчетную формулу равновесной температуры T_{eq} для измеренной активности a :

$$T_{eq} \text{ (K)} = t_{eq} \text{ (}^\circ\text{C)} + 273,15 = 103,25 \cdot \ln(a) + 2,57 \cdot (1 - a)^2 + 273,15 \quad (5)$$

3. Расчет содержания незамерзшей воды по экспериментальным значениям потенциала поровой влаги. Первоначально экспериментально определяется зависимость активности поровой влаги a от влагосодержания W (%) дисперсной среды при комнатной температуре. При этом начальное значение влажности грунтового образца задается равной полной влагоемкости. После замера потенциала влаги на приборе образец ступенчато подсушивается, при этом проводится не менее 6-7 ступеней подсушивания. Определение влажности и потенциала влаги образца осуществляется при каждом подсушивании. В нашем случае использовался прибор WP 4T. Весовое определение влажности образца W проводится до и после измерения потенциала поровой влаги.

Затем с использованием экспериментальных данных водной активности поровой при различной влажности грунтового образца по приведенной выше формуле (5) определяется равновесная температура t_{eq} , (в $^\circ\text{C}$), соответствующая равновесию между поровой влагой в образце влажности W и объемной фазой льда. В итоге получается взаимосвязь отрицательной температуры (t_{eq}) и равновесного содержания жидкой фазы в мерзлых дисперсных средах, т.е. температурная зависимость содержания незамерзшей воды (W_{unf}). Таким образом, для получения кривой незамерзшей воды проводится обращение системы координат с построением графика $W_{unf} = W_{unf}(t = t_{eq})$.

Используя предложенный подход, были выполнены расчеты содержания незамерзшей воды в различных глинистых грунтах и проведено их сравнение с экспериментальными данными (по контактному методу), которые показали хорошую сходимость между собой.

Рассмотрим пример применения разработанного экспресс-метода для определения содержания незамерзшей воды в образце каолинитовой глины в спектре отрицательных температур. Характеристики каолинитовой глины представлена в Таблице 1. Значение удельной активной поверхности исследуемого образца, полученное сорбционным методом по азоту, составляет $12 \text{ м}^2/\text{г}$.

Таблица 1. Гранулометрический и минеральный состав исследуемого образца

Тип грунта	Распределение частиц по фракциям, %							Минеральный состав %	Засоленность, %
	$1 - 0,5\text{мм}$	$0,5 - 0,25\text{мм}$	$0,25 - 0,1\text{мм}$	$0,1 - 0,05\text{мм}$	$0,05 - 0,01\text{мм}$	$0,01 - 0,005\text{мм}$	$< 0,005\text{мм}$		
Каолинитовая глина	1	1	0	3	19	11	65	Каолин -92; Кварц -6; Мусковит -2	0,04

При помощи прибора WP-4Т и описанной выше методики получаем экспериментальную зависимость параметров ψ и a от весового влагосодержания (W , %) образца. Результаты представлены в Таблице 2. В экспериментах использовались весы дискретностью 0,001 г, что позволяет провести измерения влагосодержания дисперсных сред с точностью ~0,1%.

Таблица 2. Значения потенциала и активности поровой влаги каолинитовой глины в зависимости от влажности при +25 °С

W , %	ψ , МПа	a , доли ед.
1,8	-34,368	0,78
2,6	-20,682	0,86
3,5	-10,212	0,93
4,0	-9,315	0,93
5,0	-6,244	0,96
5,5	-4,477	0,97
6,0	-3,730	0,97
9,0	-2,955	0,98
9,5	-2,547	0,98
12,5	-1,592	0,99
17,0	-0,951	0,99
21,0	-0,548	1,00

В результате проведенных расчетов можно получить зависимость между содержанием жидкой фазы (W , %) и отрицательной температурой (t_{eq} , °С), при которой данное количество жидкой фазы будет находиться в фазовом равновесии с объемной твердой фазой льда (Таблица 3).

Таблица 3. Результаты расчета равновесной температуры для образцов каолинитовой глины с различной начальной влажностью

W , %	a , д.ед.	t_{eq} , °С
1,8	0,78	-25,9
2,6	0,86	-15,4
3,5	0,93	-7,6

4,0	0,93	-7,0
5,0	0,96	-4,7
5,5	0,97	-3,4
6,0	0,97	-2,8
9,0	0,98	-2,2
9,5	0,98	-1,9
12,5	0,99	-1,2
17,0	0,99	-0,7
21,0	1,00	-0,4

Таким образом, устанавливается связь равновесного содержания жидкой фазы в дисперсных льдосодержащих средах от заданной отрицательной температуры. Фактически для каолинитовой глины определено содержание незамёрзшей воды в спектре отрицательных по Цельсию температур (Рис. 1).

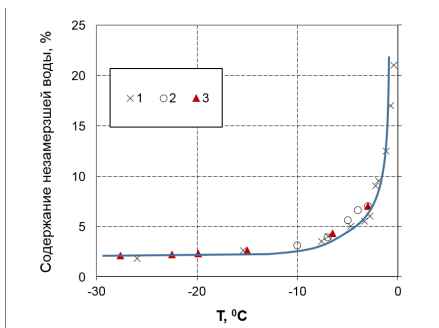


Рис. 1. Изменение содержания незамёрзшей воды в каолинитовой глине от отрицательной температуры.

- 1- Расчетные данные по экспресс-методу с использованием значений потенциала влаги.
- 2- Экспериментальные данные (контактный метод) [11].
- 3- Экспериментальные данные (контактный метод) [10].

Линия – аппроксимация содержания незамёрзшей воды по результатам экспресс-метода.

Сопоставление расчетных и экспериментальных данных содержания незамёрзшей воды в каолинитовой глине показывает хорошую сходимость между предложенным экспресс-методом (термодинамический расчет с использованием значений потенциала влаги) и контактным методом. В рассматриваемом случае согласованность имеет место в широком диапазоне отрицательных температур, вплоть до температуры -27°C , при которой практически вся поровая влага перешла в лед. Максимальное расхождение между данными, полученными экспресс-методом и контактным методом не более 0,5 %, что сопоставимо с точностью контактного метода. Для получения температурной зависимости содержания незамёрзшей воды в мерзлых породах до -15°C в рамках предложенного метода достаточно 7-8 часов. Таким образом, предлагаемый метод определения содержания незамёрзшей воды в мерзлых грунтах в сравнении с существующими экспериментальными методами отличается оперативностью и сопоставимой точностью.

Закключение. В работе предложен простой экспресс-метод определения температурной зависимости содержания незамёрзшей воды в мерзлых дисперсных грунтах. Метод включает определение потенциала влаги при положительной температуре с последующим термодинамическим пересчетом на зависимость

содержания незамерзшей воды от отрицательной (по Цельсию) температуры. Используя предложенный подход выполнен расчет содержания незамерзшей воды в каолинистовой глине в широком диапазоне отрицательных температур. Сравнение расчетных значений содержания жидкой фазы в мерзлых грунтах с результатами, полученными контактным методом, показало хорошую их сходимость.

Литература

1. Ершов Э.Д., Акимов Ю.П., Чеверев В.Г., Кучуков Э.З. Фазовый состав влаги в мерзлых породах. М.: Изд-во МГУ, 1979. 189 с.
2. Истомин В.А., Чувилін Е.М., Махонина Н.А., Буханов Б.А. Определение температурной зависимости содержания незамерзшей воды в грунтах по потенциалу влаги // Криосфера Земли. 2009. № 2. с. 35-43.
3. Комаров И.А. Термодинамика и теплообмен в дисперсных мерзлых породах. М.: Научный мир, 2003. 608 с.
4. Трофимов В.Т., Королёв В.А., Вознесенский Е.А., Голодковская Г.А., Васильчук Ю.К., Зянгиров Р.С. Грунтоведение, 6-е издание. М.: Изд-во МГУ, 2005, 1024 с.
5. Чеверев В.Г. Природа криогенных свойств грунтов. М.: Научный мир, 2004. 234 с.
6. Шейн Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во МГУ, 432 с.
7. Anderson D.M., Tice A.R. Predicting unfrozen water contents in frozen soils from surface area measurements // Highw. Res. Rec. 1972. № 393. p. 12-18.
8. Campbell G.S., Smith D.M., Teare B.L. Application of a Dew Point Method to obtain the soil water characteristic // Springer Proceedings in Physics. 2007. № 112. p. 71-77.
9. Dall'Amico M., Endrizzi S., Gruber S., Rigon R. 2011. A robust and energy-conserving model of freezing variably saturated soil // The Cryosphere. 2011. № 5. p. 469-484. DOI: 10.5194/tc-5-469-2011
10. Grechishcheva E., Motenko R. Experimental study of freezing point and water phase composition of saline soils contaminated with hydrocarbons / Proceedings of the 7th Canadian Permafrost Conference, Quebec City. ABS_ 316.
11. Istomin V.A., Chuvilin E.M., Bukhanov B.A., Uchida T.A. method for determination of water content in real and model porous media in equilibrium with bulk ice or gas hydrate / Proceedings of the 7th Canadian Permafrost Conference, Quebec City, 2015. ABS_658.
12. Kozłowski T., Nartowska E. Unfrozen water content in representative bentonites of different origin subjected to cyclic freezing and thawing // Vadose Zone Journal. 2013. p. 1-11, DOI:10.2136/vzj2012.0057
13. Painter S.L., Karra S. Constitutive Model for Unfrozen Water Content in Subfreezing Unsaturated Soils // Vadose Zone Journal. 2014. DOI:10.2136/vzj2013.04.0071

ФАЗОВОЕ И ХИМИЧЕСКОЕ РАВНОВЕСИЕ ВЛАГИ В МЕРЗЛЫХ ПОРОДАХ И ПРОБЛЕМА ПРИМЕНИМОСТИ ПРИНЦИПА ЦЫТОВИЧА (ОБЗОР)

И.А. Комаров

МГУ им. М.В.Ломоносова, ilya_komarov@mail.ru

С помощью методов термодинамики дан анализ описания фазового, химического и адсорбционного равновесия влаги в промерзающих породах различного состава и строения при изменении термобарических условий. Дан анализ применительно к морозным, набухающим, охлажденным, засоленным и незасоленным мерзлым породам. Обсуждается влияние на равновесие направления и темпа изменения температурных условий, кинетики фазового перехода и химических реакций, кинетики разложения газогидрата. Рассматриваются проблемы применимости принципа Цытовича к отдельным видам равновесия.

OF PHASE AND CHEMICAL EQUILIBRIUM OF PORE MOISTURE IN FROZEN GROUNDS AND PROBLEMS OF APPLICABILITY OF THE PRINCIPLE OF TSYTOVICH (OVERVIEW)

By means of methods of thermodynamics there is analysis of the description of phase, chemical and adsorptive balance of moisture in the freezing-through soil of various structure and composition at change of pressure and temperature conditions. The analysis is given in relation to the frosty and not salted grounds with various consistence of moisture saturation, to the frozen saline, cooled and swelling soils, and influence of the direction and rate of change of temperature conditions, kinetics of phase transition and chemical reactions, gas hydrate decomposition kinetics on balance is discussed. Problems of applicability of the principle of Tsytovich to the certain types of balance.

Введение. Выявление условий фазового и химического равновесия влаги в мерзлых породах при различных термобарических условиях, являются ключевыми для понимания природы формирования состава и свойств пород. Фазовый состав влаги, в первую очередь, в дисперсных породах существенным образом влияет на величину и закономерности изменения теплофизических и физико-механических, электрических и акустических свойств мерзлых горных пород.

Принцип Цытовича, выдвинутый им впервые в 1945 году, для решения практических задач механики грунтов *постулирует однозначную связь между содержанием незамерзшей воды, температурой, и давлением* [1]. Однако, как показали более поздние многочисленные исследования, его формальное использование к таким сложным системам, как горные породы, в целом, не отражает всех аспектов влияния их состава и строения на содержание незамерзшей воды. В ряде случаев *фиксируется неоднозначность связи содержания незамерзшей воды в породе с конкретными термобарическими условиями, т.е. принцип не соблюдается*. Часть этих эффектов можно обосновать в рамках использования аппарата классической равновесной термодинамики, для других необходимо привлекать термодинамику неравновесных процессов. Учитывая огромное разнообразие, многофакторность и уникальность условий формирования промерзающих и мерзлых пород следует констатировать, что термодинамический метод имеет естественные ограничения применимости. Поэтому *он не может и не должен объяснять* все многообразие наблюдаемых процессов и явлений.

Горные породы представляют в термодинамическом отношении гетерогенные многокомпонентные и многофазовые системы. При количественном описании процессов фазовых и химических превращений порового раствора пород, тепло - и влагосолепереноса наибольший интерес представляет термодинамическое описание, использующее в качестве потенциала изобарно-изотермический потенциал Гиббса(Φ), и его парциальный удельный (отнесенный к массе компонента N_i) потенциал - химический потенциал (μ_i). В соответствии с подходом к построению термодинамики развитом в работах К. Каратеодори и Т. А. Эренфест, который представляется нам плодотворным для описания процессов происходящих в мерзлых и промерзающих породах, характеристическая функция (Φ), а следовательно и (μ) может быть представлена в виде суммы двух членов, один из которых зависит от Ψ интенсивных параметров (потенциалов), которые определяют движущие силы процесса (давление P , температура T , работа внешних сил dA) и являются независимыми переменными, а второй описывает зависимость от X ($n-\Psi$) экстенсивных параметров (координат состояния) определяющих количественную меру происходящего процесса и зависящих от количества вещества (влажность W , концентрация (D_{sol}) и тип растворенных солей (η), концентрация (Θ) и тип органических примесей (ν), величины поверхности адсорбционного взаимодействия Ω_a , поверхности раздела незамерзшая вода - поровый

лед Ω_{wi} и незамерзшая вода - поровый газ (парогазовая среда) Ω_{wg} , изменение объема V , линейная деформация l).

Для жесткой (недеформируемой) структуры пород, при отсутствии органических примесей изменение функции $d\mu$ (Ψ , X_i) для условий смешанного сопряжения записывается в виде [2]:

$$\begin{aligned} d\mu(\Psi_i, x_i) &= \sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial \mu}{\partial \Psi_i} \right)_{\Psi_{inv}, x_{inv}} d\Psi_i + \sum_{i=n+1}^{n+\Psi} \left(\frac{\partial \mu}{\partial x_i} \right)_{\Psi_{inv}, x_{inv}} dx_i = \\ &= \left(\frac{\partial \mu}{\partial P} \right)_{\Psi_{inv}, x_{inv}} dP + \left(\frac{\partial \mu}{\partial T} \right)_{\Psi_{inv}, x_{inv}} dT + \sum \left(\frac{\partial \mu}{\partial M_{\eta i}} \right)_{\Psi_{inv}, x_{inv}} dM_{\eta i} + \\ &+ \left(\frac{\partial \mu}{\partial \Omega_a} \right)_{\Psi_{inv}, x_{inv}} d\Omega_a + \left(\frac{\partial \mu}{\partial \Omega_{az}} \right)_{\Psi_{inv}, x_{inv}} d\Omega_{az} + \left(\frac{\partial \mu}{\partial \Omega_{an}} \right)_{\Psi_{inv}, x_{inv}} d\Omega_{an} + dA \end{aligned} \quad (1)$$

где x_{inv} и Ψ_{inv} означает, что остальные x и Ψ не изменяются (инвариантны), n – число независимых переменных, значения частных производных потенциала μ равны:

$$\left(\frac{\partial \mu}{\partial \Omega_a} \right)_{\Psi_{inv}, x_{inv}} = U_a; \left(\frac{\partial \mu}{\partial \Omega_{wi}} \right)_{\Psi_{inv}, x_{inv}} = \sigma_{wi}; \left(\frac{\partial \mu}{\partial \Omega_{wg}} \right)_{\Psi_{inv}, x_{inv}} = \sigma_{wg},$$

здесь σ_{wi} , σ_{wg} – величины поверхностного натяжения на поверхностях раздела вода-лед, вода-пар, соответственно; U_a – энергия адсорбционного взаимодействия. В зависимости от конкретной ситуации, которая обуславливается как внешними условиями, в которых реализуется процесс промерзания, так и составом, строением и свойствами пород, влияние отдельных составляющих потенциала μ может быть доминирующим или совсем незначительным. В диапазоне высоких отрицательных температур (вблизи температур замерзания) при больших степенях заполнения пор влагой для широкого спектра супесчаных, суглинистых пород влияние капиллярных эффектов является весьма существенным. Поверхности раздела поровый лед - незамерзшая вода - поровый воздух оказывают заметное влияние на кинетику процесса промерзания. С понижением температуры количество незамерзшей воды существенно уменьшается, влияние эффектов, связанных с менисковыми силами становится незначительным. В этом случае доминирующую роль на процесс оказывают адсорбционные силы поверхности дисперсных частиц. Эти же силы преобладают при протекании процесса в дисперсных породах, для которых характерно преобладание пор малого диаметра, а также при невысоких степенях заполнения пор влагой. Начиная с определенного порога концентрации ионов легко растворимых солей в поровом растворе, на процесс начинает оказывать влияние осмотическая связь влаги. И, наконец, на процесс промерзания будет влиять содержание и тип растворимых органических примесей.

Такая сложность общей картины взаимодействия форм и фаз влаги в процессе промерзания затрудняет построение единого и однозначного описания фазового равновесия в мерзлых породах. В силу этого, исследователи обычно строят теоретические модели, как правило, на основе учета лишь одного типа связи, а влияние других факторов учитывается косвенным образом. Отсутствие общепринятого термодинамического описания связано также, со сложностью построения единой модели капиллярно-пористой структуры пород. Ряд исследователей используют модели с плоской конфигурацией поверхностей раздела фаз поровая влага - поровый лед - пар (модель водной пленки, находящейся в поле действия поверхностных сил породы). Другие – модели с учетом кривизны конфигурации поверхностей раздела фаз (модель водной манжеты граничащей с поровым льдом и паром). В этом случае порода представляется в виде системы капилляров разного диаметра. И наконец, в настоящее

время отсутствует общепринятая модель, связанной воды (неизотропность свойств воды по нормали к поверхности пород и тангенциальном направлении, давление в приповерхностном слое поровой воды не распространяется по типу гидростатического и т.д.). Различные аспекты использования аппарата термодинамики применительно к мерзлым и промерзающим породам рассматриваются в работах [2, 3,4,5]

Фазовое равновесие влаги в незасоленных мерзлых породах (органические примеси отсутствуют.) В системе постоянного состава (закрытая система, суммарное количество жидкой и твердой фазы в породе не изменятся) при неизменном давлении и температуре, в отсутствие внешних полей для соблюдения необходимого условия равновесия, которое характеризуется минимумом изобарно-изотермического потенциала Гиббса, должно выполняться ограничение:

$$\sum_{\phi} \sum_j \mu_j dN_j = 0 \quad (2)$$

Здесь суммирование ведется отдельно по компонентам j и фазам ϕ . Так как в закрытой системе содержание каждого компонента постоянно, то при постоянных значениях давления и температуры ограничение (2) может быть выполнено только при условии $\mu_j = \text{const}$. Следовательно, в равновесной системе химический потенциал компонента, в частности H_2O , постоянен, в какой бы фазе и точке системы он ни находился. Таким образом, в рамках представлений классической термодинамики существует однозначная связь между температурой и химическим потенциалом фаз воды находящихся в поле влияния минерального скелета (адсорбционно связанная влага), менниковых сил (капиллярно связанная влага) и ионов солей (осмотически связанная влага), т.е. в основу подхода положена величина энергии связи различных категорий влаги и поверхностей взаимодействия в породе. Химический потенциал во всех фазах одинаков и, поэтому, он может быть измерен в той фазе, где это удобнее выполнить технически. Потенциал жидкой и твердой фаз влаги можно оценить с помощью параметров, характеризующих паровую фазу:

$$\mu = RT \ln \phi = RT \ln (P/P_s) \quad (3)$$

где R – универсальная газовая постоянная, T – температура, K . ϕ – относительная влажность порового газа, p и p_s – парциальное давление водяных паров и парциальное давление насыщенных водяных паров, соответственно.

Уравнение (3) постулирует однозначную связь между температурой и химическим потенциалом поровой влаги, характеризуя величину энергии связи различных категорий влаги находящихся в поле влияния минерального скелета (адсорбционно-связанная влага), менниковых сил (капиллярно – связанная влага) и ионов солей (осмотически – связанная влага). В положении равновесия каждой комбинации величин T (ниже температуры начала замерзания) и P строго соответствует фиксированная характерная величина толщины адсорбционной водной пленки h_w , эквивалентного радиуса кривизны поверхности раздела поровый лед – поровая влага r_{wi} и поровая влага – поровый газ r_{wg} (рис 1).

При равновесии значение μ минимально, поэтому равновесие является устойчивым. Это следует из применимости к промерзающим и мерзлым породам фундаментального принципа Ле Шателье - Брауна. Согласно этому принципу внешнее воздействие, выводящее систему из состояния равновесия, вызывает в ней процессы, которые ослабляют данное воздействие. Так при замерзании воды выделяющаяся теплота противодействует влиянию охлаждающего температурного импульса. С другой стороны, кристаллизация льда в водонасыщенной поре приводит к возникновению напряжений в скелете породы. Даже при наличии частичной релаксации этих напряжений, на поровую влагу и лед начинает действовать давление обусловленное

реакцией скелета. Повышение давления приводит к понижению температуры замерзания поровой влаги, подплавлению льда и, соответственно, к повышению содержания незамерзшей воды, пропорционально фиксируемой температуре. При этом, соответственно, увеличивается толщины адсорбционной водной пленки h_w , изменяются величины эквивалентного радиуса кривизны поверхности раздела поровый лед – поровая влага r_{wi} и поровая влага – поровый газ r_{wg} (рис.1), принимая новые равновесные значения. Реализуется ситуация постулируемая в принципе Цытовича. Таким образом, комплекс индуцируемых при замерзании (оттаивании) поровой влаги, процессов препятствует непосредственно самому процессу замерзания. Принцип Ле Шателье-Брауна обуславливает устойчивое состояние системы. В противном случае всякое возмущение привело бы к лавинообразному выходу системы из равновесия. При выходе системы из устойчивого состояния, в ней происходят процессы, стремящиеся перевести ее в новое состояние устойчивого равновесия.

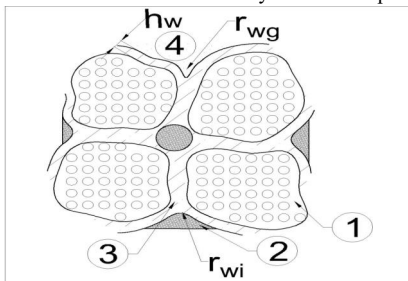


Рис.1 Схема иллюстрирующая геометрию равновесия фаз влаги в сулунистых породах при данной комбинации величин температуры и давления:
1-микроагрегат; 2 –поровый лед; 3- пленки незамерзшей воды; 4 – поровый газ

Неоценимым преимуществом термодинамического метода, является то что не важно, происходят ли эти процессы в микрообъемах (объемах поры) или в макрообъемах (массивах пород). Так процесс промерзания влаги в сезонно-мерзлом слое в течение зимнего периода оказывает экранирующее действие («нулевая завеса») на температурный режим нижележащих толщ, защищая его от воздействия изменяющихся во времени температурных возмущений на поверхности. Выпадение снега в зимний период года, за счет его относительно низкой теплопроводности, также приводит к уменьшению амплитуды колебаний температуры. К этому же эффекту приводит морозное иссушение, обуславливающее обезвоживание верхних слоев и, как следствие, понижающее их теплопроводящую способность. С другой стороны, в начале весны наличие снежного покрова и процесс оттаивания пород, приводит к противодействию проникновения положительных температурных импульсов, ослабляя их воздействие. В летний период, эту роль играет процесс испарения влаги и наличие растительного покрова. Следствием влияния этих сезонно действующих факторов является то, что, например, мощность слоя годовых амплитуд имеет порядок первого десятка метров. Аналогичных примеров можно привести много, в частности хорошо известна роль процессов заболачивания поверхности при ее переувлажнении, возникновения и развития термокарста и т.д. Таким образом, как в сезонно-мерзлом, так и в сезонно-талом слое под влиянием колебаний температуры индуцируются процессы, блокирующие их проникновение в нижележащие толщ. В целом естествознание конца 20 и начала 21 века подходит к рассмотрению криолитозоны, как чрезвычайно сложной во многом самоорганизующейся системы - «тепловой машины». Её эволюция определяется, с одной стороны, взаимодействием составляющих ее природных сред, к которым традиционно относят атмосферу, гидросферу, биосферу и литосферу, а с другой стороны - непрерывным воздействием на нее человека.

Капиллярная модель фазового равновесия воды для невлагонасыщенных пород. Анализ результатов экспериментального определения температуры замерзания (оттаивания) незасоленных пород показывает, что увеличение суммарной влажности при прочих равных условиях ведет к повышению температуры начала замерзания. При *степени заполнения пор влагой близкой к единице*, температура замерзания у супесчаных и суглинистых незасоленных пород близка к нулю ($\Delta t = -0,05 \div -0,4^0$ C). Для невлагонасыщенных пород возникает *неопределенность, связанная с величиной степени влагонасыщения*. В рамках представления породы *капиллярной моделью* влияние поверхностных эффектов на величины t_{bf} и W_w обусловлено разной кривизной поверхностей раздела фаз, величиной радиусов менисков воды на границах раздела со льдом r_{wi} и паром r_{wg} (рис.1).

Уравнение фазового равновесия вода-лед и вода-пар можно получить, приравнявая последовательно 1 и 2 слагаемое либо с 5 либо с 6 слагаемым правой части уравнения (1) при реализации условия равновесия ($dp = 0$). С учетом известных термодинамических соотношений (уравнение Лапласа, Клапейрона – Клаузиуса), для нахождения величины t_{bf} можно получить известное уравнение Томсона-Кельвина, которое для равновесия лед-вода запишется в виде:

$$t_{bf} = T_o - T_o = \frac{2\sigma_{wi} v_i T_o}{L r_{wi}} \quad (4)$$

где: $T_o = 273$ К, T_{bf} – температура начала замерзания в К, r_{wi} - кривизна капиллярных менисков (со стороны поровой воды кривизна отрицательная, порового льда - положительная), принимается, что $v_i \approx v_w$, здесь v_w, v_i – величины удельных объемов воды и льда, соответственно.

Уравнение (4) описывает также фазовое равновесие для границы вода-пар, в котором вместо величин σ_{wi}, v_i, r_{wi} , соответственно, подставляются значения σ_{wg}, v_w, r_{wg} . *Оно работает для случая, недеформируемого скелета пород (отсутствует усадка, пучение), отсутствия действия внешних сил, а также не очень низких степеней водонасыщения (влажностенение пород несколько превышает, ее значение для морозных пород, влиянием 4 слагаемого в правой части уравнения (1) можно пренебречь).* Из уравнения (4) следует, что при $r_{wi} \rightarrow \infty, t_{bf} \rightarrow 0$. По мере промерзания пород происходит уменьшение величины радиуса кривизны водной манжеты r_{wi} , кристаллы льда все дальше проникают вглубь водной манжеты, приводя к понижению температуры начала замерзания и уменьшению содержания незамерзшей воды U супесчаных пород, для которых характерно наличие большого числа крупных пор (рис.2), эффекты, связанные с кривизной поверхности раздела минимальны. Соответственно, величина t_{bf} в этих породах, будет немного отличаться от 0^0 C. В суглинистых породах, величина t_{bf} будет ниже, из-за наличия большого количества тонких пор, в которых радиуса кривизны r_{wi} принимает меньшие значения, а содержание W_w резко возрастает за счет наличия ультрапористости (радиус менее $1000\text{\AA} = 100$ нм), в которых лед не образуется. По мере дальнейшего понижения температуры. При *малых степенях заполнения пор*, температура замерзания резко понижается, поскольку преобладающей становится поверхность раздела поровая влага-пар, характеризующаяся величиной r_{wg} . Для тонкодисперсных пород при малых влажностях величина температуры замерзания может понижаться на несколько градусов. По количественным значениям поверхностного натяжения на границах раздела вода-лед, вода-пар, в литературе наблюдается определенная дискуссия. Менее это касается величины σ_{wg} , которая оценивается как $\sigma_{wg} = 75$ эрг/см². Ряд исследователей принимали величину σ_{wi} равной $\sigma_{wi} = 10$ эрг/см², как величины равной $\sigma_{wi} \approx \sigma_{wg} (L/Q)$, где $Q = 2497, 2$ Дж/г - удельная теплота испарения воды, $L =$

333,6 Дж/г - удельная теплота замерзания воды. П. Уильямс [6] для диапазона температур около -2°C получил экспериментальные значения $\sigma_{wi} \sim 50 \text{ эрг/см}^2$. В работе [5] при исследовании грубодисперсных невлагонасыщенных пород установлено, что $\sigma_{wi} \approx 34 \text{ эрг/см}^2$.

Проверка применимости формулы (4) к песчаным, суглинистым и глинистым грунтам показала, в ряде случаев на существенное расхождение расчетных и экспериментальных данных. Как следует из ее структуры проблематичными вопросами являются: нахождение величины радиуса кривизны поверхности раздела вода-лед r , исходя из экспериментально определенной дифференциальной кривой распределения пор по радиусу (рис.2) или результатов гранулометрического и микроагрегатного анализа. Представляется, что сходимость улучшится, если наиболее вероятный радиус пор конкретной породы рассчитывать исходя не из общей кривой распределения пор. Для супесчаных пород следует исключить диапазон пор размером больше $R > 5 \cdot 10^{-3} \text{ см}$, в котором эффекты, связанные с кривизной поверхности раздела не проявляются, а для суглинистых пород спектр ультрапор, которые заняты только незамерзшей водой. При наличии данных по микроагрегатному составу, можно условно считать, что лед локализован только в межагрегатном пространстве, внутри агрегатов влага находится только в жидком состоянии.

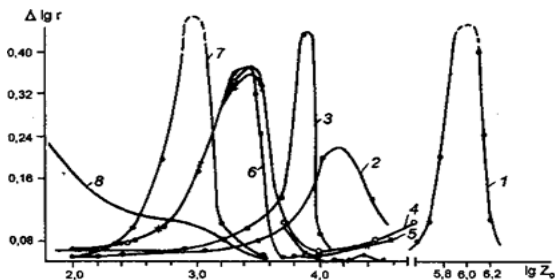


Рис. 2. Дифференциальные кривые распределения пор по радиусу для грунтов различного гранулометрического и минерального состава, пористости n : 1 – песок; 2 – супесь; 3 – суглинок; 4,5,6 – полиминеральная глина $n=0,33$; $n=0,28$; $n=0,24$; 7 – каолинитовая глина; 8 – монтмориллонитовая глина.

Фазовое равновесие при пленочной (плоской) модели поверхностей раздела фаз во влагонасыщенных породах. Уравнение фазового равновесия вода-лед-пар можно получить, приравняв друг другу 1 и 2 слагаемое правой части уравнения (1), поскольку в условиях равновесия ($d\mu = 0$). Используя известные термодинамические соотношения и преобразуя выражения, получается известное классическое уравнение Клапейрона – Клаузиуса имеющее вид:

$$dP / dT = L / [T (v_w - v_i)] \quad (5)$$

где L - удельная теплота замерзания воды.

Применительно к дисперсным породам, уравнение (5), может быть использовано, только для влагонасыщенных незасоленных гравелистых песков и промытых песков крупных фракций. Это следует из анализа уравнения (1), в котором мы пренебрегаем слагаемыми (3-7) правой части. Физически это означает, что рассматривается случай, когда скорости промерзания такова, что существует тенденция к образованию в порах крупных кристаллов льда и можно пренебречь влиянием кривизны поверхностей раздела фаз воды, при отсутствии внешней нагрузки. Температура замерзания песков при атмосферном давлении практически не отличается от нуля градусов. РТ - диаграмма фазового состояния воды в них имеет вид, как и для H_2O в свободном

объеме (рис.3, кривые ОАСВ). Точка О соответствует тройной точке для свободной воды, степень свободы (вариантность) такой системы равна нулю. Когда за стандартное состояние выбрана твердая фаза воды (лед), парциальное давление насыщенных паров воды над обеими равновесно сосуществующими фазами равно $P_s = 4,56$ мм рт.ст. (при $t = 0^\circ\text{C}$). Если за стандартное состояние выбрана жидкая фаза, то новое положение тройной точки O^* будет находиться на пересечении кривой $O'A'$ с кривой переохлажденной воды O^*O' (метастабильное равновесие). Опытным путем удавалось переохлаждать тройной дистиллированный H_2O находящийся в тонких кварцевых капиллярах до температур -30°C . Однако внесение кристаллического зародыша приводило к мгновенной кристаллизации воды.

.....В пылеватых песках, супеях, суглинистых породах экспериментально фиксируется понижение температуры начала замерзания относительно 0°C . Поэтому были предприняты попытки использовать РТ- диаграмму для воды в свободном объеме, применительно к фазовому равновесию поровой влаги, находящейся в капиллярно-пористой структуре пород . Попытка трактовать понижение точки замерзания в породах на основании использования уравнения Клапейрона-Клаузиуса, сделанная в работе [7], встретила возражения. Они обусловлены трудностями физического обоснования природы дальнего действия молекулярных сил поверхности пород, которые создавали бы в водной пленке дополнительное давление по типу гравитационного. Порядка величины dP/dT предполагает, что для понижения температуры замерзания , например, на 10°C , при перемещении по кривой равновесия вода-лед ОС (рис.3), необходимо давление порядка 1300 атм, которое обычный лед выдержать не может.

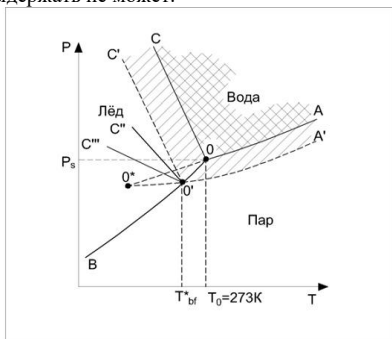


Рис. 3 Фазовая диаграмма системы лед-вода - водной пар в объеме (сплошная линия) и капиллярно-пористой структуре пород (пунктирные линии)

Более плодотворной оказалась попытка связать понижение температуры замерзания со смещением тройной точки О в точку O' . Она находится на пересечении кривой равновесия лед-пар OB с кривыми равновесия вода-лед $O'C'$ и вода-пар $O'A'$ (рис.3), которые

получены путем умножения значений соответствующих для объемных фаз воды на постоянный коэффициент соответствующий величине $\phi = P/P_s$. Другой сложностью использования уравнения (5) является то, что специфику конкретной дисперсной породы, можно учесть только через величины энтальпии фазовых переходов и плотности фаз. Опытные данные по оценке энтальпии замерзания реальных глинистых пород, приведенные в работе [8] показывают, что приведет к снижению величины dP/dT всего лишь в 1.25 раз (рис.3, линия $O'C''$), в то время как для реальных пород это снижение существенное. Поэтому, часто для термодинамической трактовки экспериментальных данных используется обобщенное уравнение Клапейрона – Клаузиуса, выведенное из предположения, что давления в фазах влаги при равновесии не равны, незамерзшая вода находится под действием гидростатического давления, а лед кристаллизуется, под атмосферным давлением:

$$L \frac{\partial T}{T} + v_i \partial P_i - v_w \partial (P_w + \Delta P) = 0, \quad (6)$$

где: P_i и P_w – давление на лед и незамерзшую воду, соответственно; ΔP - межфазное давление, имеющее смысл добавочного давления на поровую влагу, позволяющей системе находиться в равновесии.

Детальный анализ использования уравнения (6) для влагонасыщенных и невлагонасыщенных пород дан в работе[2]. *Рассматривались случаи реализации равновесия для плоской поверхности раздела между льдом и незамерзшей водой (кривизной образующихся в порах кристаллов пренебрегаем). Промерзание происходит в закрытой (без подвода влаги), влагонасыщенной и замкнутой системе, объем которой постоянен, т.е. рассматривается идеализированный случай, когда пора грунта не деформируется.* В силу того, что удельный объем льда выше, чем у воды, то появление твердой фазы при промерзании приводит к возникновению добавочного давления на поровую влагу. Это межфазное давление было условно заменено усилием пружины, позволяющей системе находится в равновесии. Для влагонасыщенных пород, когда давления в обеих фазах равны, т.е. $\Delta P = 0$, уравнение (6) переходит в (5). Тогда величина $dP/dT \approx 133,3$ атм /град задает предельную границу для жесткой недеформированной поры. Другая граница уравнения (6) определяется величиной $dP/dT \approx 11$ атм/град. Качественно это иллюстрируется смещением линии О'С' в новое положение О'С^{III} (рис.3). При относительно высоких степенях заполнения пор влагой, увеличение объема льда при замерзании может превысить величину свободного объема поры, что приводит к ситуации, характерной для влагонасыщенных пород. Таким образом, при промерзании водонасыщенных пород, в отсутствии миграции к фронту фазовых переходов (закрытая система), изменение t_{bf} пород будет колебаться от значений 0,0075 °С до 0,09°С на одну атмосферу. Работая с водонасыщенной глинистой пастой, К. Коопманс и Р.Миллер [5] подтвердили существование диапазона значений dP/dT для пород, в которых поверхностные (капиллярные) эффекты минимальны, до величин химического потенциала $\mu > -400$ Дж/кг. Для невлагонасыщенных суглинистых пород, у которых степень заполнения пор водой невелика получен спектр значений производной $dP/dT \approx 12 \div 16,7$ атм/град.

При оценке влияния давления на температуру замерзания обобщенное уравнение Клапейрона- Клаузиуса, позволяет оценить, как оно перераспределяется на фазы воды в условиях проведения опыта по открытой и закрытой схеме. Так при условии ($dT = 0$), с учетом близких и практически постоянных величин v_i и v_w уравнение (6) переходит в уравнение Пойнтинга:

$$\left[\frac{\partial (P_w + \Delta P)}{\partial P_i} \right]_T = \frac{v_i}{v_w} \quad (7)$$

Это уравнение указывает на то, что увеличение давления на одну из фаз находящихся в равновесии, приводит к повышению давления в другой фазе. Во влагонасыщенных породах, когда лед и незамерзшая вода находятся при одинаковом давлении P_0 , а затем давление одной из них вырастает до P_1 , то разность давлений действующих на фазы P^* не равна $P^* \Rightarrow P_1 - P_0$, а в соответствии с уравнением Пойнтинга неизбежно должно возрасти давление во второй фазе до величины $P_2 > P_0$ и, следовательно, разность $P^* \Rightarrow P_1 - P_2$ будет всегда меньше дополнительного давления на первую фазу. Делая соответствующие выкладки и приближенно считая , что $v_2 = v_i = 1.09$ см³/г и $v_1 = v_w = 1$ см³/г следует, что повышение давления на одну из фаз, приводит к такому его перераспределению, что повышений эффект уменьшается более чем в десять раз. В то же время в открытой системе это не реализуется, повышение давления приводит к пропорциональному эффекту. Это соответствует выводу из

термореологической модели С.Е. Гречищева [9] о специфике промерзания пород в условиях открытой и закрытой системы, а также качественно согласуется с экспериментальными данными, приведенными в работе [10], в которой показано, что приложение нагрузки к грунту по закрытой схеме практически не влияет на сегрегационное льдовыделение и уменьшает или прекращает его полностью в открытой системе. Эта закономерность имеет большое практическое значение, поскольку выбор соответствующей внешней нагрузки на грунт, позволяет в значительной степени уменьшить отрицательное влияние процесса пучения, так как основная доля вертикальной деформации пород связана с повышением влагосодержания в зоне промерзания, за счет мигрирующей к зоне промерзания воды. В отсутствие влагопереноса замерзание поровой влаги приводит к объемной деформации только на 9%.

Ряд исследователей пытались создавать синтетические термодинамические модели, сочетающие в себе представления, описывающие плоскую и капиллярную модели пород. Так в ряде работ (Д. Лаш и др.) были предложены различные варианты учета проявления поверхностных сил у кристаллов льда, имеющих малый радиус кривизны и развитую удельную поверхность используя обобщенное уравнение Клапейрона - Клаузиуса, с аддитивной добавкой учитывающее эти эффекты. Как следует из анализа предложенного нами уравнения (1) фиксируемое отсутствие удовлетворительного совпадения расчетных и экспериментальных данных, обусловлено тем, что параметры уравнения (1) должны быть независимыми переменными.

Другая методика, которая получила широкий резонанс в отечественной литературе, опирается на определенный способ учета энергии связи воды с породой и возникающего дополнительного давления на поровую влагу с помощью введенного Б.В. Дерягиным и Н. В. Чураевым понятия расклинивающего давления водных пленок, т.е. такого избыточного давления на пленку, которое приводит ее в равновесие с объемной фазой. Методика опирается на соотношения для плоских водных пленок с аддитивными добавками, учитывающими кривизну поверхностей раздела фаз воды. Определенное развитие этот подход получил в работе [3]. Однако практическое использование этих результатов пока проблематично. В литературе отсутствуют надежные данные по изотермам расклинивающего давления для реальных грунтов. Они получены только для модельных сред (стекло, кварц), когда пленку можно считать плоской. Для учета сложной геометрии капиллярно-пористого пространства и влияние кривизны поверхностей раздела, необходимо использование дополнительных расчетных моделей пород, реализация которых сама требует привлечения большого объема эмпирической информации. Пока, на сегодняшний день, более информативным и отработанным инструментом, позволяющим анализировать *суммарную* энергию связи поровой влаги различной категорий, являются изотермы сорбции и изотермы смачивания.

Учет внешней нагрузки на породу. Этот вопрос представляется принципиально важным для понимания принципа равновесного состояния фазового состава влаги в породе при изменении термобарических условий. В практических приложениях очень часто используют уравнение (5) непосредственно, для оценки влияния внешней нагрузки на параметры фазового равновесия- температуру начала замерзания и содержание незамерзшей воды и льда, принимая, что тангенс угла наклона к кривой равновесия вода-лед ОС, составляет $dP/dT \approx 133,3$ атм/град, т.е. избыточное давление в одну атмосферу понижает температуру замерзания на $0,0075^\circ\text{C}$. Однако в уравнении (5) величина P характеризует равновесное давление на фазы влаги. Каждая точка на линиях $O^I C^I$, $O^I C^{II}$, $O^I C^{III}$ в РТ-диаграмме (рис.3), которые описываются

уравнением (5), обозначает фазовое равновесие лед-вода для данного типа породы. *Этой точке соответствует однозначная зависимость между содержанием незамерзшей воды и льда.*

При приложении к породе внешней нагрузки вариативность (число степеней свободы) системы увеличивается. Это отражено в структуре предлагаемого уравнения (1), в котором первое слагаемое в правой части, характеризует связь изменения величины химического потенциала с изменением давления на фазы влаги. Влияние внешних сил, в частности, изменение величины внешней нагрузки, отражается отдельно седьмым слагаемым (dA). Так в песчаном (крупные фракции) массиве температура начала замерзания равна $T_{\text{зф}} = -0,1^{\circ}\text{C}$ (условно тока O^I , рис.3). В атмосферных условиях, фазовое давление в этой точке соответствует величине парциального давления водяных паров надо льдом (плоская поверхность раздела фаз) $P_s = 4.57$ мм.рт.ст. (таб.1). Даже в ненагруженном состоянии он подвержен действию внешних сил (dA). Это атмосферное давление P_u , а точнее давление сухого воздуха (практически азота) P_{sa} . Согласно закону Дальтона, применимому для идеальных и сильноразбавленных газовых смесей, это давление равно $P_{sa} = P_u - P_s$. При понижении температуры величина P_s уменьшается (таб.1).

Таблица 1. Значение парциального давления насыщенных паров надо льдом P_s

Тем-ра, °C	0	-1	-2	-5	-10	-15	-20	-30
P_{sa} , мм рт.ст.	4,579	4,217	3,880	3,013	1,950	1,241	0,776	0,286

При фиксированной температуре незначительные изменения величины P_{sa} не оказывают влияние на величину P_s , и, следовательно, на фазовое равновесие влаги. Поэтому влиянием внешней нагрузки в этом случае можно пренебречь ($dA \rightarrow 0$), вариативность системы не изменяется. В тоже время, при больших давлениях парогазовой среды P_u пренебрегать этим влиянием нельзя. Оценку величины химического потенциала при изменении общего давления P_u для объемных фаз воды можно получить непосредственно из уравнения (3), подробнее в работе [2]. При условии, что пар подчиняется законам идеального газа, величина v_l не зависит от давления, а $P_u \gg P_s$, то получим $\mu = RT \ln(P/P_s) = v_l(P_u - P_s)$ и следовательно:

$$P/P_s = \exp [P_u / (v_l RT)] \quad (8)$$

Согласно уравнению (8) зависимость P_s от величины $P_{об}$ можно пренебречь только в интервале давлений $0 < P_{об} < 1,5$ МПа. Понижение температуры вызывает незначительное увеличение P/P_s во всем указанном диапазоне. Для льда, находящегося в порах, верхней границей применимости уравнения (8) являются давления, выше которых лед I существовать не может.

Дополнительное внешнее давление газовой компоненты на фазы влаги в порах пород может возникнуть, например, в областях расположения газовых и газогидратных месторождений, скоплений биогенного газа и др., а зоны пониженного давления - вблизи фронта промерзания при образовании трещин, вызывая подток влаги к фронту вакуумно-компрессионным механизмом переноса. При более высоких давлениях нужно вводить корректировку на природу неконденсирующегося газа, поскольку при выводе уравнения (8) было допущено, что взаимодействие между паром и газом отсутствует. Для несколько большего диапазона до 5.0 МПа можно считать смесь водяной пар – метан и первые из ряда тяжелых углеводородов, как идеальную газовую смесь. При больших давлениях для расчетов используют уравнения Битти-Бриджмена или Бенедикта-Вебб-Рубина.

При приложении к породе внешней силовой нагрузки возникают напряжения в ее скелете, которые частично воспринимают эту нагрузку. Увеличивается

вариативность такой системы. При этом содержание незамерзшей воды от температуры и фазового давления остается однозначной, а от температуры и внешней нагрузки, в общем случае неоднозначной. Последнее зависит от типа грунта, механизма деформирования (упругое, пластичное, вязко-пластичное), интенсивности действующих нагрузок. Специфика пород проявляется в видах структурных связей грунтовых частиц, в их способности сопротивляться действию внешней нагрузки или возникающих при промерзании напряжений. Во невлагонасыщенных породах, специфика пород влияет на фазовое равновесие значительно сильнее, что связано с характером и интенсивностью поверхностных сил грунта взаимодействующего с поровой влагой.

В подходе Р. Миллера [5], добавочное давление на поровую влагу ΔP , имеет смысл, напряжения в скелете грунта. Он опирается на использовании уравнения Терцаги в механике грунтов, которое реализует принципы разделения давлений. Общее (тотальное) напряжение, действующее на породу σ представляется в виде суммы давлений на скелет σ_n^{ck} и давления на поровую влагу P_w . Это соотношение имеет вид

$$\sigma = \sigma_n^{ck} + [\chi P_w + (1 - \chi) P_i] \quad (8)$$

где: χ - коэффициент распределения давления на поровый лед и незамерзшую воду, меняющийся от 0 до 1, которая подбирается из обработки экспериментальных данных.

Эмпирический или полумпирический способ нахождения величины χ приводит к тому, что кроме специфики породы, она опосредствованно учитывает и кинетику процесса. В отечественной литературе принцип разделения давления при термодинамическом описании впервые был реализован С.Е. Гречищевым, в термореологической модели [9]. Он отказался от использования коэффициента распределения χ , записав условия механического равновесия типа непосредственно для крупных и мелких пор в комбинации которых представляется порода ("каркасно-дырчатая" модель гетеропористой среды). Естественно, что этот подход требует оценки динамики изменения плотности распределения пор по радиусам, от интенсивности самого процесса промерзания, в частности, от скорости промерзания. В его модели избыточное давление на воду идентифицируется с эффективным напряжением в скелете грунта по нормали к поверхности σ_n^{ck} . Условие фазового равновесия для крупной поры описывается классическим уравнением Клапейрона - Клаузиуса (5), а для тонкой поры уравнением типа (8), учитывающим эффект разделения давления и возникновения напряжения в скелете. Возникающая при нарушении равновесия разность μ химических потенциалов фаз приводит к возникновению миграции влаги, причем для крупной поры автором учитывается и эффект дополнительного продвижения границы промерзания.

Следует отметить, что в развиваемом нами подходе дополнительное давление на фазы влаги ΔP , которое имитируется жесткостью пружины позволяющей при реализации фазового перехода воде и льду находится в механическом равновесии. Задавая характер температурной зависимости способности пружины к деформированию (пружина переменной жесткости), или что эквивалентно задавая определенную жесткость пружины при фиксированной температуре, можно учесть соотношение свободной и связанной воды в породе, т.е. интенсивность поверхностных сил органо- минерального скелета и способность скелета к деформированию. В термореологической модели пружина имитирует силовое взаимодействие в поре связанное с напряжением в скелете грунта.

Таким образом, принцип Цытовича, получивший название «...принципа равновесного состояния воды и льда в мерзлых грунтах, устанавливающий динамическое равновесие между количеством незамерзшей воды и льда и величиной

внешних воздействий: температурой, давлением ...» [1, стр.44], на наш взгляд, является примером термодинамического равновесия (в том числе и локального) фаз влаги в мерзлых породах, описываемого аппаратом классической термодинамики. Термин «динамическое равновесие» в тексте формулировки принципа, подчеркивало тот факт, что при фиксированной температуре количество молекул воды переходящих в лед, равно количеству молекул льда переходящих в воду. Такая ситуация реализуется при условии постоянства величины изобарно-изотермического потенциала Гиббса Φ (или химического потенциала μ - для условий закрытой системы) и характеризуется неизменностью величин температуры фазового перехода и давления в фазах. Сложность и многофакторность процессов, происходящих в мерзлых породах (в том числе и при действии внешних нагрузок), обуславливает вариативность (увеличение степеней свободы) при реализации условий фазового равновесия влаги, что приводит к неоднозначности влияния термобарических условий на содержание незамерзшей воды и льда. Особенно это может проявляться в морозных, набухающих и засоленных породах.

Специфика применимости принципа Цытовича к морозным породам. Условия фазового равновесия влаги во невлагонасыщенных породах связаны, как с проявлением влияния различной кривизны поверхностей раздела фаз (вода-лед-пар), так и с характером и интенсивностью поверхностных сил минерального скелета пород, взаимодействующего с влагой. Способность адсорбировать влагу из газовой или водной фазы определяет фазовое равновесие (вода-пар) в морозных породах, в которых отсутствует лед. Следовательно, при анализе необходим учет 4 - 6-го слагаемых правой части уравнения (1). Экспериментальные данные по оценке содержания незамерзшей воды в морозных и мерзлых породах, полученные с помощью разных методов контактного, криоскопического, ЯМР показывают, что при одинаковых термобарических условиях содержание W_w в образцах идентичных пород имеет качественно аналогичный характер (рис.4, IV квадрант), однако в количественном отношении наблюдаются отличия. В образцах мерзлых пород оно выше, чем в образцах пород находящихся в воздушно-сухом состоянии, причем наибольшее различие в величинах имеет место для суглинистых пород при температурах выше $-1.5 \div -2.0$ °C. При более низких температурах это различие нивелируется. Различие влияния температурных условий на количество W_w можно объяснить, используя представление о специфике реализации адсорбционного равновесия и равновесия лед - незамерзшая вода. Это также позволяет логически непротиворечиво разрешить дилемму, связанную с экспериментальным фактом, что содержание адсорбционно-связанной воды в породе при понижении температуры, как в области положительных, так и отрицательных температур (до момента образования первых кристаллов льда) возрастает, в то время как эксперименты фиксируют уменьшение содержания незамерзшей воды и увеличение содержания льда при понижении температуры. Увеличение содержания связанной воды объясняется уменьшением кинетической энергии молекул воды при понижении температуры, при том, что поверхностная энергия минерального скелета пород практически не изменяется.

Принципиальная схема, приведенная на рис. 4, связывает изотермы адсорбции (адсорбционное равновесие - I квадрант), температурные кривые фазового состава влаги (равновесие лед - незамерзшая вода - IV квадрант) и температуры начала замерзания (II квадрант). Адсорбционная кривая представляет характерную для суглинистых пород S-образную изотерму, охватывающую как моно- и полимолекулярную адсорбцию, и поликапиллярную конденсацию, характеризующая ситуацию заполнения водой крупных пор и капилляров. В отсутствии льда

(адсорбционное равновесие) насыщение поверхности пород влагой происходит относительно величины $\phi_w = P/P_{sw}$, где P_{sw} - парциальное давление водяных паров над связанной (незамерзшей) водой [2]. Понижение температуры от t_2 до t_1 приводит к увеличению ее содержания (рис. 4, I квадрант). Как только появляется лед (точка N в области поликапиллярной конденсации)) то насыщение происходит уже относительно парциального давления паров над льдом P_{si} (таб.1), которое меньше по абсолютной величине $P_{sw} > P_{si}$. Эта ситуация характеризуется доминирующим влиянием равновесия лед-незамерзшая вода. Экспериментальные данные показывают, что различие в величинах P_{sw} и P_{si} минимально при температурах вблизи нуля градусов, увеличиваясь по мере понижения температуры. В состоянии равновесия когда химические потенциалы льда и воды равны, тогда каждому значению температуры будет соответствовать равновесное содержание W_w , в зависимости от величины $\phi = P_{si}/P_{sw} < 1$. При $t = -1^\circ\text{C}$ эта величина составляет $\phi = 0,99$, при $t = -5^\circ\text{C}$ - $\phi = 0,95$, при $t = -10^\circ\text{C}$ - $\phi = 0,93$.

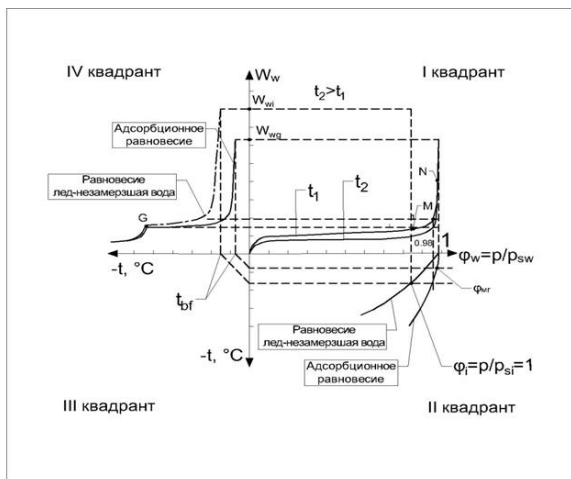


Рис. 4 Схема, иллюстрирующая связь температурных кривых фазового состава влаги и изотерм адсорбции с температурой начала замерзания пород для различных типов равновесия [2]. Обозначения даны в тексте.

Таким образом, порода адсорбирует не все возможное количество воды, которое могло быть связано ее поверхностными силами (если бы насыщение происходило относительно воды), а только ее часть, поскольку насыщение происходит относительно льда. Понижение температуры, приводит к постепенному вымораживанию порций влаги находящейся в более мелких капиллярах и менее толстых пленках. Кривая фазового равновесия поровой влаги смещается в сторону от области поликапиллярной конденсации, к области полимолекулярной адсорбции (точка M), а содержание незамерзшей воды уменьшается. При каждом фиксированном значении температуры величина W_w будет соответствовать значению максимальной гигроскопической влажности W_{wg} . Следовательно, адсорбционное равновесие и фазовое равновесие лед - незамерзшая вода *суть равновесия разные*. Это объясняет экспериментально установленные факты, что:

- в мерзлых породах содержание незамерзшей воды уменьшается с понижением температуры и увеличивается с повышением давления, а температура замерзания понижается с ростом внешней нагрузки;
 - в морозных породах содержание связанной (незамерзшей) воды адсорбированной поверхностью растет при понижении температуры и падает с повышением давления.

Для мерзлых пород указанные выше закономерности хорошо известны, например, согласно работы [3], толщина пленки незамерзшей воды в капиллярах ощутимо возрастает при изменении P от 1 ат до 50 ат (рис.5). В тоже время, экспериментальные данные по адсорбции воды на породах, которые были проведены при отрицательных температурах в отсутствие льда, показали, что повышение давления от атмосферного до 10 Мпа приводит к понижению содержания воды на 10÷15% [11]. Наиболее значительно этот эффект проявляется при значениях относительной влажности $\Phi_{\text{мг}}$ близких к максимальной гигроскопии. Термодинамическая интерпретация разнонаправленного влияния термобарических условий на величины $t_{\text{ф}}$ и W_w очевидна. При наличии в порах льда реализуется фазовое равновесие лед-вода по кривой О'С' (рис.3) тангенс угла наклона к которой имеет отрицательную величину. В отсутствие льда, фазовое равновесие при отрицательных температурах реализуется по линии равновесия вода-пар ОА', тангенс угла наклона к которой положителен. При реализации этого равновесия вода ведет себя как нормальная жидкость. Таким образом, наличие или отсутствие льда в породе приводит к разнонаправленным эффектам влияния изменения термобарических условий на фазовое равновесие влаги, а следовательно к специфике использования принципа Цытовича.

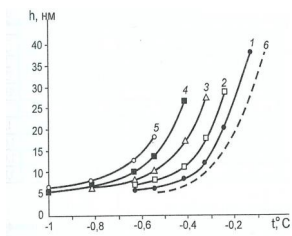


Рис. 5. Экспериментальная зависимость толщины незамерзающих прослоек воды h в капилляре от температуры при различных внешних давлениях [3]: 1 – 1МПа; 2 – 2МПа; 3 – 3МПа; 4 – 4МПа; 5 – 5МПа; 6 – расчетная кривая при избыточном давлении, равным нулю.

Методика нахождения температур замерзания и фазового состава влаги в незасоленных породах, предложена в работе [11]. Она была разработана для понимания связи экспериментально полученных изотерм сорбции и смачивания пород с параметрами фазового равновесия. Позже методика была обобщена и на случай нахождения в поровом растворе солей [2,7]. Она рассмотрена ниже (уравнение 15).

Экспериментальные данные показывают, что крайне незначительная часть поровой влаги не вымерзает даже при очень низких отрицательных температурах (рис.4 IVквadrant, область левее точки G). Содержание W_w практически не меняется в зависимости от температуры, поскольку приповерхностные слои влаги обладают аномальными физическими свойствами, по отношению к их значениям для воды в объеме: повышенную вязкость и теплопроводность; аномальную электропроводность; пониженную диэлектрическую проницаемость; давление в приповерхностном слое не распространяется по типу гидростатического (неизотропность свойств незамерзшей воды в направлении нормали к поверхности пород и тангенциальном направлении). Следовательно, для диапазона низких отрицательных температур применение принципа Цытовича является проблематичным. Для количественной характеристики указанного диапазона по влажности удобно использовать понятие

условных монослоев воды, исходя из представления модели пленки с плоской конфигурацией поверхностей раздела фаз. Емкость монослоя $a_m = S/N\omega$ можно оценить, зная величины удельной активной поверхности породы $S_{\text{ап}}$ и площади ω занимаемой молекулой воды в плотном монослое ("посадочная площадка"), которая зависит от типа породы, меняясь в диапазоне $(18 \div 26) \text{ \AA}^2$, N - число Авагадро. В работе [12] методом ЯМР спин-эхо показано, что в образцах просьяновского каолина в диапазоне температур от -6°C до 20°C , фиксируется две категории незамерзшей воды с разными на порядок временами релаксации. Количество W_w с малой подвижностью ($7 \div 10$ монослоев) практически не зависит от температуры и начальной влажности. Для ряда глинистых пород в работе [13] методом ЯМР установлено, что в температурном диапазоне $-12 \div -15^\circ \text{C}$, содержание W_w практически не меняется и составляет 4-6 монослоев. Это коррелирует с данными по диэлектрической проницаемости каолинитовой и монтмориллонитовой глин приведенным в работе [14], где кусочно - линейный характер зависимости показателя преломления от влажности свидетельствует о разных состояниях поровой влаги. Величина дифференциальной теплоты плавления льда в образцах азросила показали, что при толщинах пленок в 5-8 монослоев на кривых зависимости дифференциальной теплоты плавления и энтропии фиксируется экстремум, который связывается с различными свойствами воды в пленке, [15]. В целом, указанный выше диапазон толщин пленок, соответствует значениям содержания незамерзшей воды, несколько превышающим величину гигроскопической влажности, но значительно ниже величины влажности максимальной гигроскопии $W_{\text{мг}}$.

Проблемы применимости принципа Цытовича для набухающих пород.

Однозначность связи между содержанием незамерзшей воды и температурой может нарушаться в слоистых силикатах с расширяющейся структурной ячейкой. Это обусловлено особенностями их гидратации, связанными с увеличением межплоскостного расстояния и изменением параметров элементарной ячейки по осям a и b . Межплоскостное расстояние растет с увеличением влажности не равномерно, а ступенями. Скачкообразный рост этого расстояния сменяется его постоянством при продолжающейся адсорбции. Затем происходит следующий скачок изменения размера. Структурные преобразования сопровождаются тепловыми эффектами. Так для аскангеля два максимума на кривой зависимости Q_v от влажности W , при $W \approx 10\%$ и $W \approx 23\%$ связаны с внедрением первого и второго слоя воды в его межпакетные слои, а минимумы - с затратой теплоты на расширение решетки минерала. Экстремальный характер зависимости $Q_v = f(W)$, обуславливает смену знака производной dQ_v/dW и неоднозначность связи этих параметров, когда одному и тому же значению Q_v соответствуют три значения влажности (рис.6).

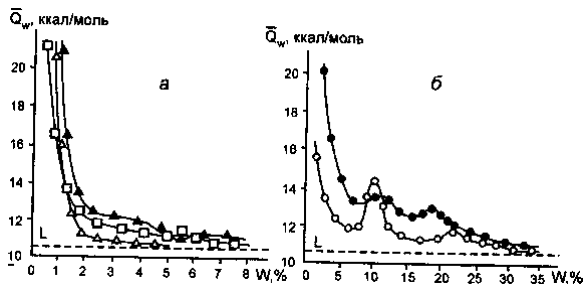


Рис.6 Изменение дифференциальной теплоты Q_v адсорбции от равновесной влажности W : для 1- "сарматской" ($\blacktriangle$), 2- "кембрийской" ($\triangle$) и 3- каолинитовой ($\bullet$) глин, 4- Ca - ($\circ$) и 5- Na - ($\bullet$) формах монтмориллонитовой глины соответственно [16]

Аналогичные экстремумы наблюдаются при положительных температурах у изотерм оглантинского и пыжевского Na - монтмориллонитов, Ca -форм монтмориллонита, ковдорского

вермикулита. Эффект межкристаллического набухания может иметь место при отрицательных температурах. Так в монтмориллонитах остается достаточное количество незамерзшей воды, которое соответствует диапазону влажностей при которых этот эффект реализуется при положительных температурах. Наличие льда в крупных порах приведет лишь к коррекции количественного результата, а в ультракапиллярах лед не образуется. Используя экспериментальные данные по изотермам адсорбции при положительных температурах, приведенные в работе [16], нами были рассчитаны кривые содержания незамерзшей воды $W_w = f(t)$ для аскангеля и каолинитовой глины [17]. Результаты были сопоставлены с экспериментальными данными, полученными для этих же пород, разными авторами с помощью методов: контактного, ЯМР (ядерный магнитный резонанс), калориметрического и криоскопического. Они показали удовлетворительное совпадение до 10-15%. Для аскангеля на температурной кривой изменения содержания незамерзшей воды, появились два участка с проявлением неоднозначности зависимости $W_w = f(t)$ (рис.7), в диапазонах влажностей характерных для эффекта внедрения первого и второго слоя воды в межпакетные слои аскангеля при положительных температурах.

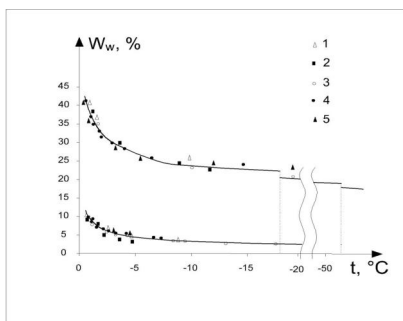


Рис.7 Сравнение расчетных кривых (сплошная линия) с экспериментальными значениями содержания незамерзшей воды W_w от температуры, полученными для образцов монтмориллонитовой (верхняя кривая) и каолинитовой (нижняя кривая) глин разными методами [2]: Δ - сублимационный; $\bullet$ - криоскопический; O - контактный; $\blacksquare$ - калориметрический; $\blacktriangle$ - ЯМР

Ранее такой характер этой зависимости не отмечался. На наш взгляд это связано с незначительным изменением величины содержания незамерзшей воды по абсолютной

величине и относительно высокой погрешностью методик определения фазового состава. В результате этот эффект “сглаживается” при обработке экспериментальных зависимостей. Ступенчатый характер кривой $W_w = f(t)$ (рис.7), связан со спецификой обработки экспериментальных данных по адсорбции, когда система глинистая частица и первые монослои воды, рассматривается как однокомпонентная, т.е. частица в процессе адсорбции остается инертной. Однако даже для пород с жесткой структурной ячейкой (каолинита, талька, пиррофиллита, гидрослюда) такое предположение не является строгим. Таким образом, скачкообразные структурные преобразования, связанные с внедрением незамерзшей воды в межпакетное пространство слоистых силикатов с расширяющейся структурной ячейкой при отрицательных температурах приводят к нарушению однозначности связи между содержанием незамерзшей воды и температурой. Это эффект нельзя описать в рамках классической термодинамики, поскольку он обусловлен термодинамически необратимыми явлениями (процессами структурообразования).

.....Косвенным подтверждением гипотезы о наличии эффекта межкристаллического набухания у монтмориллонита при отрицательных температурах служат результаты измерения теплоемкости C , которая является чутким индикатором структурных преобразований и кривых дифференциального термического анализа (ДТА).

На экспериментально полученной зависимости $C = f(t)$ отмечается три экстремума, два из которых предположительно связаны со ступенчатым внедрением первого и второго слоев воды в межпакетное пространство монтмориллонита [18]. Такие экстремумы у разных Li, Na, K, Ca - форм монтмориллонита ранее были получены на кривых ДТА в работе [19]. Однако они только зафиксировали экстремумы, но не объяснили их природу и не оценили количественный эффект (рис.8).

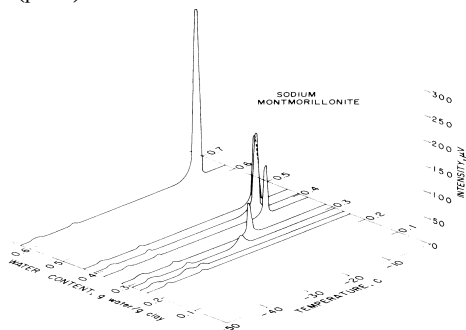


Рис.8 Температурные кривые ДТА для Na- монтмориллонита различной влажности [19]

В работе [18] оценен тепловой эффект Q_{11} внедрения второго слоя воды в межпакетное пространство (для количественной оценки эффекта внедрения первого слоя не хватило чувствительности используемого дифференциального сканирующего калориметра «Mettler»). Он составил $Q_{11} = 0.11-0.13$ дж/г (отнесенный на грамм веса образца пород), а в

пересчете на количество внедряющейся незамерзшей воды, величина составила $1.2 \div 1.5$ % по массе. Тепловой эффект рассчитанный на грамм воды, составил $Q_{11} = 20 \div 30$ дж/г. Это значение близко к экспериментально найденным при положительных температурах, величинам теплоты смачивания второго слоя воды внедряющегося в межпакетное пространство Na-монтмориллонитов, который составляет $Q_{11} = 12 \div 20$ дж/г. Эта величина на порядок меньше, чем удельная теплота замерзания воды. Таким образом, результаты анализа дают основания предполагать, что полученный эффект может быть интерпретирован, как *межкристаллическое набухание монтмориллонитов при отрицательных температурах*.

Незасоленные мерзлые и газогидратосодержащие породы. Неоднозначность зависимости содержания незамерзшей воды от направления хода изменения температуры и темпа промерзания пород. Учет кинетики фазовых переходов.

Поверхностные эффекты влияют не только на содержание незамерзшей воды и величину температуры начала замерзания в условиях термодинамического равновесия, но и обуславливают проявление динамических свойств в процессе замерзания – оттаивания. В результате фазовый состав влаги в породе будет зависеть от скорости и направления хода процесса изменения температуры. Результатом этого является гистерезис - несовпадение кривых фазового состава влаги в образцах пород в циклах их замораживания и оттаивания [20]. Для суглинков и глин при фиксированной отрицательной температуре содержание жидкой фазы в цикле промерзания выше, чем в цикле оттаивания, что объясняется в первую очередь наличием в тонкодисперсных породах ультракапилляров, в результате чего энергия частично расходуется на преодоление сил поверхностного натяжения менисков. При оттаивании же влияние капиллярных эффектов незначительно. Кроме того, наличие ультракапилляров объясняет возникновение эффектов, связанных с переохлаждением воды в процессе замерзания. Возникновение гистерезиса обусловлено также структурными преобразованиями в породе, интенсивность которых зависит от темпа процессов промерзания-оттаивания. Равновесные состояния в породах не реализуются мгновенно, они имеют временной диапазон, определяемый характером и кинетикой протекающих процессов. При рассмотрении кинетики

процесса замерзания (оттаивания) воды в породах можно выделить группы последовательно протекающих процессов таких как: изменение структуры воды при достижении пороговых энергетических (температурных) условий; зарождение из кластеров с льдоподобной структурой центров кристаллизации; рост центров новой фазы за счет мигрирующей влаги в процессе ее перераспределения между мелкими и крупными порами. Суммарный эффект воздействия вышеперечисленных эффектов генерирует возникновение температурных деформаций скелета, напряжений и деформаций усадки, напряжений и деформаций, связанных с расклинивающим действием пленок незамерзшей воды и льда, которые имеют пластический и реологический характер. Формирующаяся неоднородность силовых полей в свою очередь, обуславливает структурно-текстурные преобразования породы, которые могут протекать в течение достаточно длительного промежутка времени. Временная дифференциация отдельных этапов такого многофакторного процесса крайне сложна при экспериментальном исследовании, а полученные результаты трудно однозначно интерпретировать. Тем не менее, определенные оценки порядка некоторых интервалов сделать можно. Время релаксации температурной неоднородности, возникающей при кристаллизации льда в масштабе поры, имеет порядок нескольких секунд. В этот временной диапазон происходят процессы: изменения структуры связанной воды при переходе в льдоподобную структуру, установление равновесного значения поверхностного натяжения. Экспериментальная оценка временного интервала фазовых переходов влаги показала, что он имеет порядок минут, или первых десятков минут в промерзающих породах и пренебрежимо мал в оттаивающих [21]. Авторы работы исходили из того, что скорость изменения содержания незамерзшей воды (W_w) от температуры (t) может быть найдена в первом приближении из уравнения, аналогичного уравнению кинетики химических реакций 1-го порядка. Характерные времена релаксации фазового состава увеличиваются с повышением дисперсности в ряду: супесчаные до 10 минут, а суглинистые до 30 минут. Фиксируемая длительность, в процессе промерзания, обусловлена инерционностью процессов миграции влаги содержащейся в ультрапорах суглинистых пород к центрам кристаллизующейся воды, которые локализируются в межагрегатном пространстве, у песков кристаллизация начинается в центрах крупных пор. При протекании процесса оттаивания время релаксации практически не фиксируется. Изучение динамики силовых полей при температурных возмущениях в образцах мерзлых пород проведенное Вотяковым И.Н. и Гречищевым С.Е. [9] показало, что температурные напряжения и деформации, возникающие при замерзании пород релаксируют в течение очень больших промежутков времени (первые сутки). Такой интегральный эффект “временной эффект последствия” (по терминологии авторов) связывается ими со структурообразовательными процессами происходящими в породе. Естественно этот эффект, в свою очередь, приводит затем к коррекции фазового состава, в результате чего *равновесное содержание незамерзшей воды в породе при конкретной температуре будет несколько меняться во времени*. Указанные соображения нужно учитывать при экспериментальном нахождении величины t_b и зависимости $W_w = f(t)$ Таким образом, имеет место *неоднозначность* связи содержания незамерзшей воды с температурой, от направления хода изменения температуры и временного фактора. Это наряду с рядом, рассмотренных ранее случаев, указывает на то, что принцип Цытовича целесообразно трактовать в рамках представлений равновесной термодинамики, приложенных к мерзлым породам, Влияние кинетики фазовых переходов, а также структурообразовательных процессов *можно описать только с помощью аппарата неравновесной термодинамики*, используя одно из её основных

понятий - представление о локальном термодинамическом равновесии. Оно характеризует равновесие в очень малых объемах среды, причем состояние этих объемов можно характеризовать термодинамическими параметрами (температурой, химическим потенциалом и др.), но не постоянными, а зависящими от координат и времени. Например, внедрение минеральной частицы в лёд (механизм процесса режеляции). Вследствие чего внешнее давление на мерзлый грунт приводит к возникновению прерывистого потока, который увеличивает объёмное содержание воды в текущий момент времени. Эта вода замерзает после снятия внешней нагрузки [22].

Кинетические эффекты, рассмотренные на микроуровне, могут оказывать влияние на динамику процессов промерзания пород. Процесс кристаллизации поровой влаги идет через зарождение и рост центров новой фазы (льда), которые превышают критический радиус зародыша. На кинетику процесса, преобладающее влияние оказывает скорость подвода (отвода) энергии и влаги. Скорость подтока влаги, а следовательно, и роста ледяного зародыша будет определяться под влиянием разных тенденций: с одной стороны, стремления к возникновению и развитию новой фазы, обусловленной энергетическими соображениями ; с другой, стремления направленного на выравнивание концентрации влаги в различных порах за счет ее миграции. Детальные экспериментальные лабораторные исследования процессов промерзания тонкодисперсных пород показывают, что образование порового льда происходит в некоторой зоне фазовых переходов при температурах t_i несколько ниже равновесной температуры начала замерзания (t_{bf}) [23]. Эта *относительно небольшая по протяженности и температурному диапазону зона, тем не менее, является основной «кухней» в которой происходит сегрегационное льдовыделение.* Конкуренция между интенсивностью теплоотвода в мерзлую зону, определяемого градиентом температуры, и скоростью зарождения и роста кристаллов льда приводит к тому, что величина переохлаждения $\Delta t = t_i - t_{bf}$, относительно равновесного значения температуры t_{bf} , изменяется во времени, *т.е. является функцией процесса* завися: от соотношения скорости промерзания и интенсивности теплоотвода в мерзлой зоне, определяемого градиентом температуры; кинетики фазовых превращений, т.е. скорости зарождения и роста кристаллов льда . *С позиций классической равновесной термодинамики, такую ситуацию можно трактовать как проявление эффекта возникновения метастабильного состояния (точка O^* рис.3), однако учет кинетики процесса промерзания возможен только в рамках использования термодинамики неравновесных процессов.*

В зоне промерзания фиксируются различной формы дендриты, ледяные линзы, имеющие вид отдельных единичных образований или цепочек, щеток. Их образование связано со сложной микрогеометрией формы изотермы, на которой происходит льдовыделение в капиллярно-пористой структуре пород и наличием областей переохлажденной влаги. В случае, когда небольшая выступающая часть изотермы t_i , попадает в область большого переохлаждения поровой влаги и растёт быстрее, чем, движется условный фронт льдовыделения, то образуется дендрит, а если скорость ниже, то через некоторое время выступ “рассасывается”. *Использование понятия фронта промерзания, этого пространственно-геометрического образа, представляется уместным, поскольку в массиве пород линейный размер неоднородности изотерм t_{bf} и t_i вниз по разрезу, несопоставим с ее неоднородностью в плане.*

Экспериментальные данные приведенные в работах С.Е. Гречищева, С. Ландемайера, Х.Р. Праппачера [9] показывают, что величина переохлаждения в суглинистых породах колеблется в пределах 0,1 – 0,5 °С в зависимости от скорости промерзания . Результаты математического моделирования, показали, что величина ξ ,

рассчитанная за зимний период, с учетом переохлаждения, меньше, чем без учета, на величину 3-9 %, в зависимости от климатических условий, влажности и литологии пород [2]. Следовательно, для практических целей мерзлотного прогноза, указанным эффектом, в первом приближении, можно пренебречь. Однако, при лабораторном моделировании, когда в силу ограниченного времени проведения эксперимента по промораживанию пород *реальный темп природных процессов промерзания часто искусственно увеличивается в разы, эффект переохлаждения нужно учитывать.* Многообразие факторов влияющих на фазовое равновесие влаги, в первую очередь, для неводонасыщенных пород, где степень насыщения влагой предопределяет доминирующее влияние того или иного типа равновесия, а также влияние направления хода протекания процессов и скорости промораживания-оттаивания пород; эффектов переохлаждения и межкуристаллического набухания ; структурообразовательных процессов на стадиях опробования и подготовки образцов пород нарушенного и ненарушенного сложения не позволяет *создание универсальной теории*, которая бы легла в основу методики экспериментального нахождения зависимости $W_w = f(t)$ и величины t_{bf} для пород различного состава, строения и свойств. Это приводит к тому, что в физическом плане *температурная зависимость количества незамерзшей воды не тождественна зависимости температуры начала замерзания, полученной при разных значениях влажности.* Вопрос крайне важен при разработке алгоритмов решения задач тепло-и влагопереноса, когда требуется строгая согласованность входных параметров расчетной схемы. Гипотеза о тождественности лежит в основе ряда существующих лабораторных экспериментальных методов определения зависимости $W_w = f(t)$ [25] . Например, когда при различных исходных значениях влажности образца пород W_{tot} , которые приравниваются к значению W_w находится величина (криоскопический метод). Или когда при разных температурах величина W_w определяется как $W_w = W_{mg}$ (насыщение относительно льда): при адсорбции влаги сухим образцом пород непосредственно из парогазовой среды (гигроскопический метод) или совместно из жидкой и газовой фазы (контактный метод), или десорбции влаги из мерзлого образца в парогазовую среду с фиксированной величиной ϕ (сублимационный метод). С другой стороны, нахождение зависимости $W_w = f(t)$ с помощью методов ЯМР, диэлектрической проницаемости, адиабатической, изотермической и дифференциально-сканирующей калориметрии предполагает использование принципиально разных методов опробования, чем для нахождения зависимости t_{bf} от влажности для одних и тех же пород. Вследствие чего, полученные зависимости могут не соответствовать друг другу. *Тем не менее, для практических приложений гипотезу о тождественности использовать можно.* Это связано с относительно высокой погрешностью методов. Поверхностные эффекты и кинетика фазовых переходов существенным образом влияют и на процесс образования (разложения) газогидратов. В литературных источниках имеется достаточное количество сведений относительно количественного вида $P-T$ зависимостей для гидратов газов разного состава, взаимодействующих с пресной водой. В составе природных газов обычно преобладает метан, поэтому состав его газогидрата это метан—вода ($CH_4 \cdot n \cdot H_2O$), где $n = 7 \div 8$ – количество молекул воды на молекулу метана. Для широкого интервала температур зависимость равновесной температуры образования (разложения) газогидрата от давления может быть представлена в виде: $T = A \ln P + B$, где A, B –коэффициенты. При математическом моделировании процесса разложения газогидратной залежи появляется *неоднозначность в назначении величины давления P.* В случае, когда образующийся при разложении газогидрата газ может свободно покидать пространство над залежью, то в

качестве P принимается давление вышележащих вмещающих пород. Если полностью или частично не может, то надо учитывать избыточное давление, которое зависит от кинетики разложения газогидрата. Другая *неоднозначность* связана с проявлением эффекта «самоконсервации» газогидрата [26]. Он связан с наличием ледяной оболочки (протектора) не позволяющего произойти разложению газогидрата при равновесных РТ условиях. Эффект «самоконсервации» газогидрата, в термодинамическом плане, надо рассматривать как метастабильное состояние, по аналогии с метастабильным состоянием воды (рис.2, точка O^*). ...Особенности процесса разложения (образования) газогидратов в мерзлых породах, не позволяют использовать при его описании задачи типа Стефана. Из-за резкого изменения свойств среды, возникающего в результате разложения газогидрата, процесс приобретает сугубо объемный, характер и фронтовая модель оказывается слишком упрощенной. Для адекватного описания процесса приходится рассматривать более реальные и, следовательно, более сложные модели, которые сводятся к рассмотрению нелинейных волновых процессов, описывающих волны фазовых переходов и волны газовыделений, и требуют учета кинетики процесса. В общем виде, необходимо решать сопряженную систему дифференциальных уравнений теплопроводности, газопереноса и кинетики разложения газогидрата. В частном случае, когда гидродинамическая обстановка не учитывалась, такая задача рассмотрена в работе [2]. Кинетика фазовых переходов учитывалась в виде уравнения :

$$d\xi/dt = V_0 \exp(-Q_p/RT) \quad (10)$$

где V_0 - некоторая характерная скорость, зависящая только от свойств газогидрата, Q_p –теплота разложения газогидрата, T –температура, K .

Представляется, что, такой характерной скоростью является скорость звука, что хорошо согласуется с ее физическим смыслом в формуле (10). Действительно, с увеличением температуры T , скорость движения фронта $\xi(\tau)$ будет стремиться к V_0 , а максимальная скорость распространения возмущений в газогидрате должна быть порядка скорости звука. Однако в любом случае величина V_0 будет, с точностью до множителя порядка единицы, равна скорости звука, а её температурная зависимость оказывается несущественной, так как основная, более сильная зависимость от температуры содержится в экспоненте. Отметим, что *при поднятии керна с газогидратом с глубины на поверхность его разложение сопровождается характерным “хлопком”*, что свидетельствует об определенной правомочности предположения о физической природе величины V_0 . Её можно оценить с помощью данных сейсмического зондирования, как величина скорости поверхностных релеевских волн, которая может быть найдена ,зная величины продольной V_p и поперечной V_s скорости звука.

Специфика применения принципа Цытовича для засоленных мерзлых и охлажденных пород.

Наличие в поровом растворе пород ионов легкорастворимых солей, кислот приводит к тому, что молекулы воды находятся под их силовым воздействием и это однозначно приводит к понижению температуры их замерзания и увеличению содержания незамерзшей воды , по сравнению с пресными породами. По типу засоления они обычно подразделяются на морской, где преобладают хлориды и континентальный, в котором содержание хлоридов и сульфатов сопоставимо. *Степень минерализации порового раствора и тип растворенных солей резко увеличивают вариативность условий фазового перехода , а, следовательно, и проблематичность применения принципа Цытовича.* На эту ситуацию накладывается еще одно обстоятельство. Согласно, этого принципа, содержание незамерзшей воды надо отождествлять с суммарным содержанием жидкой фазы. В тоже время, специфика определения общей влажности исследуемых образцов

засоленных пород, а также содержания незамерзшей воды в них, которая используется при реализации ряда экспериментальных методов, заключается в том, что ее весовое содержание соответствует содержанию в поровом растворе растворителя H_2O . Так при реализации калориметрического, криоскопического, контактного, сублимационного методов нахождение W_w и общей влажности W_{tot} образцов засоленных пород, обычно осуществляют расчетным путем, как масса испаренной в сушильных шкафах воды к массе сухой навески образца. На самом деле, реально определяется только весовое содержание растворителя H_2O , т.е. $W_{tot\ H_2O}$ и $W_w\ H_2O$, соответственно, которое по абсолютной величине будет меньшим. При больших степенях засоления пород D_{sal} эта разница может достигать 15% и более. В криопэгах минерализация которых может достигать 300 г/л и выше, это различие будет, большим. Кроме того, небольшая часть воды, может переходить в кристаллическую структуру выпадающих солей, например, мирабилита ($Na_2SO_4 \cdot 10 H_2O$), часть в виде гидраксильных групп (OH^-).

Таким образом, если величина W_{tot} и содержание незамерзшей воды W_w определялись методом высушивания, то величина $W_w(t)$ в прямом (буквальном) смысле использования термина «незамерзшая вода» обозначает только ту часть жидкой фазы порового раствора (а именно растворитель H_2O), которая может потенциально перейти в лед. Это приводит к неоднозначности применения термина «незамерзшая вода» для оценки содержания жидкой фазы в засоленных мерзлых и охлажденных породах. Актуальность этого вопроса, обусловлена тем, что в существующей литературе (химические справочники и т.д.), необходимые для корректной постановки задачи о промерзании засоленных пород характеристики, имеют размерность, которая относится к массе, объему, мольной доле, именно растворителя H_2O .

.....Различие в содержании жидких фаз порового раствора и растворителя, часто игнорируется при экспериментальном нахождении характеристик пород. В тоже время от содержания жидкой и твердой фазы влаги в засоленных породах и криопэгах существенно зависит величина теплофизических, прочностных и деформационных свойств мерзлых пород, ряда геофизических характеристик, а также корректность нахождения корреляционных связей между ними. Для засоленных пород применимость ряда методов, определения величины температуры начала замерзания t_{bf} и зависимости $W_w = f(t)$, которые используются для незасоленных пород, становится проблематичной. Так, существенно возрастает погрешность нахождения указанных характеристик с помощью криоскопического метода и требуется серьезное усложнение методики обработки термограмм оттаивания, включающей проведение итерационного вычислительного процесса [2]. Метод ЯМР, основанный на воздействии импульсов изменения электромагнитного поля на мерзлый образец пород, очень чувствителен к влиянию любых парамагнитных примесей (например натрия – парамагнетик), а методы криоскопический, сублимационный и диэлектрической проницаемости нуждаются в модификации методики проведения и обработки данных. При реализации методов калориметрии, необходимо учитывать, что теплоемкость поровых растворов и величина их скрытой теплоты фазовых переходов L_s отличаются от их значений L_{H_2O} для воды, завися от t , концентрации порового раствора C_{ps} и химического состава.

Появление ионов растворенных солей в поровом растворе, можно рассматривать, как увеличение величины активной поверхности соответствующей незасоленной породы, что приводит к понижению величины температуры начала замерзания и повышению количества незамерзшей воды. Используя это представление, величину t_{bf} тогда можно находить как аддитивную величину $t_{bf} = \Delta t_{pi} + \Delta t_c$, сумму двух слагаемых, одно из которых определяет вклад адсорбционных и капиллярных сил Δt_{pi} , а второе

вклад осмотических Δt_c . В научном аспекте, такое предположение не является строгим. Однако, для практических целей, как показывают результаты обработки экспериментальных данных, приведенные в работах Брушкова А.В.; Велли Ю.Я. и Гришина П.А.; Коновалова А.А., Комарова И. А, Мотенко Р.Г., Роман Л.Т., Чеверева В.Г. и других, *аддитивность использовать можно*. Способы оценки Δt_{π} были рассмотрены выше. Для нахождения Δt_c применяется криоскопическое уравнение из теории растворов, полученное из сопоставления химических потенциалов порового раствора и раствора в свободном объеме. Для идеальных и сильноразбавленных водных растворов, для которых коэффициент активности растворителя определяет их ионную силу $f \cong 1$ величина Δt_c определяется из уравнения:

$$\Delta t_c = - RT_o^2 C_{ps} / L = \Theta C_{ps} \quad (11)$$

где: $T_o = 273 \text{ K}$, Θ – криоскопическая константа для воды, равная понижению температуры замерзания, которое наблюдалось бы в растворе одного моля растворенной соли в 1000 г воды.

Границы применимости линейной зависимости (11) для бинарных водных растворов различных солей, полученные экспериментальным путем, приведены на рисунке 9. Из него следует, что наибольшей ионной силой обладают хлориды. Используя линейную зависимость $t = f(C_{ps})$ многие исследователи предложили, на ее основе, расчетные соотношения. Так, например, в работах [28, 29] соотношение (11), предложено использовать в виде:

$$t_{bf} = t_o + \alpha C_{ps} \quad (12)$$

где $t_o = 0^\circ\text{C}$ –температура замерзания чистой воды, α –эмпирическая константа, используемая непосредственно или как комбинация других констант, которая находилась из обработки опытных данных для грунтов различного гранулометрического состава при различной минерализации включая естественные засоленные породы арктического побережья.

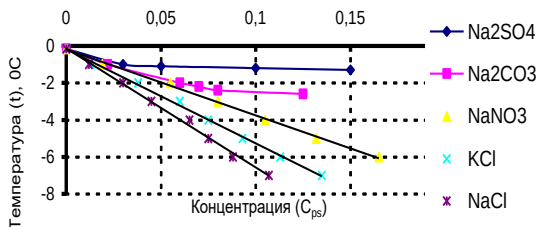


Рис. 9 Зависимость температуры замерзания образцов песка, засоленного Na_2SO_4 , Na_2CO_3 , NaNO_3 , KCl , NaCl от концентрации порового раствора (C_{ps})

Соотношения типа (12) работают при небольших и средних засоленностях породы. Как показали наши экспериментальные исследования, для песков насыщенных раствором $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, линейная зависимость температуры замерзания от концентрации порового раствора фиксируется до величин 60 г/л. Зависимость величины t_{bf} от концентрации порового раствора C_{ps} , также близка к линейной для пород: с хлоридным типом засоления до значений $C_{ps} = 0,1-0,12$; с нитратным до 0,16; с сульфатным до 0,04 и карбонатным типом до 0,08. Соотношение (15), описывающее линейную связь температуры и концентрации работает только для сильно разбавленных растворов подчиняющихся законам Рауля-Генри. Для расширения диапазона концентраций C_{ps} в работах [30,31], предложено использовать уравнение (11), с введенным в его правую часть в виде множителя, изотоническим

коэффициентом Вант-Гоффа, который учитывает степень диссоциации электролита. В несколько иной форме идея подхода Вант-Гоффа используется и формуле для оценки t_{bf} , предложенной в работе [32]:

$$t_{bf} = -1860 \left\{ D_{sal} / [(W_{tot} - W_p) / 4] A \right\} \quad (13)$$

где: $A = M / n$ – усредненная масса частиц и ионов растворенной безводной соли, здесь M – молекулярная масса безводной соли, n – число ионов, на которое диссоциирует молекула соли.

Несмотря на очевидную физическую привлекательность этого подхода, даже для бинарных растворов больших концентраций это приводит к ощутимым погрешностям, обусловленным тем, что величина изотонического коэффициента не является постоянной, а зависит от химической природы соли, температуры и концентрации растворенных ионов, а по физическому смыслу она может быть только целым числом, в то время как суммарный эффект в растворе может быть адекватно описан дробной величиной. Тем более это касается случая полиионного засоления, когда происходит взаимодействие ионов разных солей. В силу этого, в настоящее время, для описания процессов в растворах используется подход, учитывающий отклонения поведения системы от модели идеального раствора, через параметры: активность, коэффициент активности, фугитивность (летучесть), химический потенциал, данные по которым имеются в справочной литературе.

На рисунке 10 показана связь схематизированных кривых $W_w = f(t)$ (квадрант IV) для бинарного раствора $NaCl \cdot 2H_2O$ с политермой растворимости $C_{ps} = f(t)$ (квадрант II), характерной для бинарного водного раствора хлористого натрия ($NaCl$) в свободном объеме (пунктирная линия) и в породах (сплошная линия).

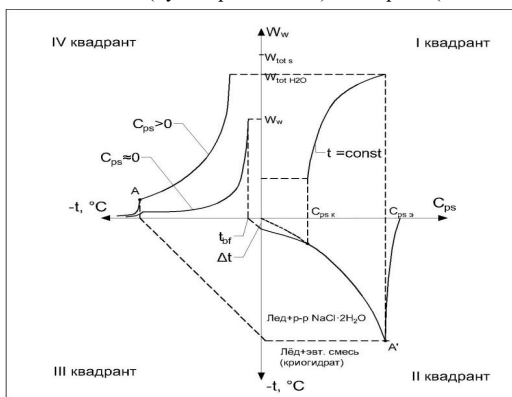


Рис. 10. Схема, иллюстрирующая связь зависимости фазового состава влаги в засоленных породах от температуры t (IV квадрант) и концентрации порового раствора C_{ps} (I квадрант), с политермой растворимости $NaCl$ в воде (II квадрант)[2] Обозначения даны в тексте

При фиксированной

W_{tot20} , величина t_{bf}

для засоленных пород ($C_{ps} > 0$) будет ниже, а содержание $W_w = f(t)$ большим, чем для незасоленных ($C_{ps} \approx 0$) (квадрант I). Общее содержание жидкой фазы будет равно $W_{tot} = \rho_{ws} \cdot W_{tot,20}$, где ρ_{ws} – плотность раствора. Следовательно, тогда $W_{tot} > W_{tot,20}$. Точка A (рис.10, квадрант IV) соответствует эвтектической температуре, в которой происходит скачкообразное вымерзание практически всего оставшегося порового раствора с образованием криогидрата. Наличие эффекта эвтектического замерзания поровой влаги, его температурные границы и тепловой эффект образования криогидратов были получены, на базе обработки термограмм оттаивания мерзлых пород и теплофизических измерений на дифференциальном сканирующем калориметре "Mettler" [18]. Крайне малая часть порового раствора дисперсных пород остается в жидком состоянии даже при очень низких значениях отрицательной температуры. С

помощью метода ЯМР в работе [13] было установлено существование «нерастворяющегося объема» (объема в котором растворимость солей не превышает 5-10% от нормальной растворимости) в граничных с поверхностью пород слоях воды. Для глуховского каолина и аскангеля авторы оценивают этот слой величиной в 6-8 монослоев (величина близкая к значению гигроскопической влажности). В точке с концентрацией NaCl равной $C_{ps} = C_{ps,k}$ (рис.10, II квадрант) и при более высоких значениях C_{ps} , величина температуры замерзания пород целиком определяется влиянием растворенных ионов. На наличие таких предельных концентраций, начиная с которых величина t_{bf} перестает существенно зависеть от состава и строения пород, указывалось еще в работе [27]. Для бинарных водных растворов NaCl, Na_2SO_4 и Na_2CO_3 эта граница находится в диапазоне $C_{ps} / C_{ps\infty} = 0,075 - 0,1$, где $C_{ps\infty}$ - концентрация соответствующего эвтектического раствора. Величина Δt определяет вклад поверхностных (адсорбционных и капиллярных) сил в суммарную величину t_{bf} , а линейный участок (пунктирная линия) кривой $C_{ps} = f(t)$ - диапазон концентраций в которых, раствор $NaCl \cdot 2H_2O$ в объеме описывается соотношениями для сильно разбавленных растворов. Во II квадранте представлены схематизированные температурные кривые зависимости содержания незамерзшей воды W_{bw} в засоленных ($C_{ps} > 0$) и незасоленных породах ($C_{ps} \approx 0$). Последняя соответствует содержанию незамерзшей воды в незасоленных песчаных породах, в крупных порах которых находится вода энергетически близкая по свойствам к гравитационной. Ее содержание $W_w(t_{bf})$ при температуре начала замерзания (t_{bf}), будет ощутимо меньше общей влажности растворителя W_{totH_2O} , что отражено скачком от величины W_{totH_2O} до $w(t_{bf})$. В засоленных супесчаных породах ($C_{ps} > 0$) наблюдаются более низкие значения температуры начала замерзания и пологий характер кривой $W_w = f(t)$. При построении этой кривой возникает некая неоднозначность, обусловленная спецификой методики нахождения величины общей влажности и содержания незамерзшей воды в образцах пород: с использованием результатов химического анализа водной вытяжки, или методов корреляции с электропроводностью. Если общая влажность определяется весовым способом W_{totH_2O} то содержание жидкой фазы в образце будет равно $W_{tots} = \rho_s \cdot W_{totH_2O}$, где $\rho_s > 1$ плотность порового раствора и, соответственно, величина $W_{tots} > W_{totH_2O}$. Вода даже в крупных порах находится в поле действия растворенных ионов и, поэтому, при температуре начала замерзания содержание незамерзшей воды не сильно отличается от W_{tots} .

Для случая произвольной концентрации бинарного порового раствора, единая методика нахождения температур замерзания и фазового состава влаги в засоленных и незасоленных породах предложена в работе [17], которая использовала идеи подхода развитого для незасоленных пород в работе [11] обобщив его на засоленные породы. В основе вывода расчетной формулы используется аддитивность величины изменения химического потенциала порового раствора $\Delta \mu$, которая складывается из ее составляющих характеризующих адсорбционно ($\Delta \mu_a$), капиллярно ($\Delta \mu_k$) - и осмотически ($\Delta \mu_o$) связанную влагу породе:

$$\Delta \mu = \Delta \mu_a + \Delta \mu_k + \Delta \mu_o = \sum_i^2 \Delta \mu_i \quad (14)$$

В развернутом виде это запишется как:

$$\sum_1^2 [\ln(m_j f_j)_{i=1} T_i] = \sum_1^2 \left[-\frac{L \theta_i}{RT_0^2} \sum_1^n \frac{n}{n} \left(\frac{\theta_i}{T_0} \right)^{n-1} \right] + \sum_1^2 \left[\frac{\alpha_i \theta_i^2}{RT_0^2} \sum_1^n \frac{n}{n+1} \left(\frac{\theta_i}{T_0} \right)^{n-1} \right] +$$

$$\sum_1^2 \left[\frac{\beta_i \theta_i^3}{RT_0^2} \sum_1^n \frac{n}{n+2} \left(\frac{\theta_i}{T_0} \right)^{n-1} \right] + \sum_1^2 \left[\frac{\gamma_i \theta_i^4}{RT_0^2} \sum_1^n \frac{n}{n+3} \left(\frac{\theta_i}{T_0} \right)^{n-1} \right] +$$

$$\frac{I}{R} \left[\frac{(T_v - T_0) + \theta_i}{T_v (T_0 - \theta_i)} \right] \sum_i^2 (H_j^0 - H_j)_{i,j}, (n = 1, 2, \dots, n) \quad (15)$$

где: m_j – концентрация компонента; f_j – коэффициент активности компонента; i, n – индексы суммирования; j – номер компонента; $T_0 = 273,15$ K; θ – температура замерзания; T_v – текущая температура, $\alpha_i, \beta_i, \gamma_i$ – коэффициенты; $\Delta H = H_j - H_j^0$ – разность молярных энтальпий поровой воды (раствора) и воды (раствора) в свободном объеме при стандартных условиях, которая для незасоленных пород ($i = 1$) представляет по физическому смыслу дифференциальную теплоту смачивания, или адсорбции, а при $i = 2$ – дифференциальную теплоту растворения ионов солей в объемном растворе.

На первом шаге ($i=1$) уравнение (15) рассчитывает температуру начала замерзания для незасоленной породы $\Delta t = \Delta t_{\text{ли}}$ (рис. 10, II квадрант), при фиксированном значении $W_{\text{лот}}$. Слагаемые в левой и правой (1-слагаемое) части представляют известную формулу Скофилда для нахождения величины $t_{\text{лф}}$, а 2-5 слагаемые в правой части – поправки на учет влияния изменения теплоемкости поровой влаги и тепловой эффект гидратации поверхности пород. На втором шаге ($i=2$), рассчитывается Δt_c для фиксированного значения $C_{\text{пс}}$. Слагаемые в левой и правой (1-слагаемое) части – уравнение (11), при $m = C_{\text{пс}}$, а 2-5 слагаемые в правой части – поправки на учет влияния изменения теплоемкости поровой влаги и теплового эффекта растворения. Проведение серий расчетов, при разных $W_{\text{лот}}$ и $C_{\text{пс}}$ позволяет получить температурные кривые $W_w = f(t)$. Сводка данных необходимых для реализации уравнения (16), алгоритм программы, а также результаты сопоставления с экспериментальными данными, полученными с помощью криоскопического метода для различных пород искусственно засоленных водным раствором солей NaCl и Na₂SO₄, приведены в работе [2]. Они показали их удовлетворительное совпадение.

Обсуждаемые выше расчетные соотношения выводились исходя из статистической обработки данных опробования засоленных пород, или расчетными методами в приближении бинарного раствора хлористого натрия в воде, используя величину концентрации порового раствора. Природные поровые растворы пород морского и континентального типа засоления, а также криопэги имеют полиионный состав, а концентрация легкорастворенных солей в них, при низких отрицательных температурах, может достигать величин 300 г/л и более. В отличие от талых пород это обусловлено тем, что они локализованы в незамерзшей воде. *Изменение термобарических условий сопровождается криогенным метаморфизмом поровых растворов и криопэгов*, включающих такие явления как : кристаллизация воды и плавление льда; осаждение и растворение солей; удаление и поглощение газов; изменение состояния солевых равновесий; образование ячеек льда с включенным в структуру рассолом; перераспределение солей между твердой и жидкой фазами воды. Процесс образования кристаллов порового льда сопровождается: частичным или полным вытеснением ионов растворенных солей в пленки незамерзшей воды, приводящий к увеличению концентрации ионов поровом растворе; при высоких скоростях промерзания возможен захват ионов кристаллами льда. Разнообразие химического состава природных засоленных поровых растворов и криопэгов и широкий диапазон их концентраций крайне затрудняет экспериментальное исследование процессов изменения фазового и химического состава. Натурные определения химического состава водных вытяжек и проб криопэгов носят, как

правило, единичный за сезон и фрагментарный характер, а в лабораторных условиях подробно исследован процесс только для морской воды. Это обуславливает целесообразность применения других методов исследования, в первую очередь, современных методов термодинамического моделирования. Химический аспект моделирования поведения водно-солевых систем в области отрицательных температур в конечном итоге сводится к расчету фазового состава систем различного валового химического состава в ряде пространственно-временных ячеек, характеризующихся определенной температурой и давлением. Температура и давление могут быть заданы априори или являться решением краевых задач тепломассопереноса и механики грунтов. Теоретические модели слабо и средне концентрированных природных вод (суммарная концентрация растворенных солей менее 0.2 моль/кг) представляют фазовые равновесия путем введения соответствующих произведений растворимости для минералов и используют выражение для коэффициентов активности растворенных ионов, основанное на теории Дебая-Хюккеля. Равновесные концентрации рассчитываются на ЭВМ путем решения уравнений закона действующих масс с ограничением налагаемым уравнением баланса массы. При высоких концентрациях растворов химическая природа ионов начинает играть важную роль. Такое поведение может быть частично учтено путем зависимости от ионной силы, однако существенное проявление химической природы растворенных веществ наблюдается в экспериментах даже при достаточно низкой ионной силе. Например, при величине концентрации 0,01 моль/кг средний коэффициент активности для CaCl_2 равен $f = 0,727$. При более высоких концентрациях эти расхождения становятся гораздо значительнее и здесь целесообразнее использовать другие менее формализованные модели, чем Дебая-Хюккеля, однако содержащие большой массив эмпирической информации. Одной из наиболее разработанных является теория К. Питцера [33], которая базируется на методах статистической термодинамики. Используя ее в лаборатории CRELL(США), по заказу НАСА для исследования водно-солевых растворов на других планетах, была разработана термодинамическая модель «FREZCHEM» и ее программные модификации для вычисления химического равновесия между водными растворами электролитов, льдом и солями, в частности, для 7-компонентной системы $\text{Na-K-Ca-Mg-Cl-SO}_4\text{-H}_2\text{O}$ [34]. Адаптировав эту модель для засоленных пород и криопэггов в работах [35,36] была предложена методика оценки температуры формирования ионно-солевого состава криопэггов морского генезиса по кривой десульфатизации (температурной зависимости концентрации сульфат-иона). Она позволяет на основании химического анализа пробы конкретного криопэга, с помощью моделирования восстановить величину минимального значения температуры, при которой произошло формирование ионно-солевого состава криопэга. Причем для корректного определения температуры формирования ионно-солевого состава криопэга морского генезиса не обязательно знать исходный состав морской воды, из которой сформировался криопэг. Это позволяет, в сочетании с другими факторами, судить о генезисе и возрасте формирования криопэга, возможности его разбавления в процессе взятия пробы и т.д.

Однако для анализа данных водных вытяжек пород и проб криопэггов кроме указанных 7 компонентов, например, используемых в «FREZCHEM2» необходимо учитывать также наличие карбонатов, бикарбонатов и соответствующих солей кальцита, доломита, гипса, соединений железа и т.д., а также наличие газовой фазы, в частности, H_2O , CO_2 , CH_4 . Реальная физическая картина протекающих в природе процессов указывает на целесообразность учета: а) давления вышележащих пород; б) наличия водоносных горизонтов, т.е. ситуации, когда порода или криопэг обменивается каким-то компонентом с окружающей средой (режим открытой

системы); в) ситуации, когда при промерзании из порового раствора породы или криопэга выпадают вновь образованные твердые фазы солей, которые при повышении температуры не переходят обратно в жидкую фазу. Указанных ограничений лишена программа «FREEZBRINE», которая была апробирована и использована для анализа водно-солевого режима засоленных пород и криопэггов [37,38]. В отличие от программы «FREZCHEM2», которая калибрована по данным работы [39] программа «FREEZBRINE» калибрована согласно данным работы [40]. Она включает в себя следующие химические компоненты, которые могут быть образованы в системе:

Раствор (23 компонента): катионы : Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, H⁺, Mg(OH)⁺, Fe²⁺, FeOH⁺; анионы: Cl⁻, SO₄²⁻, OH⁻, HCO₃⁻, CO₃²⁻, HSO₄⁻, NO₃⁻ и др.; нейтральные : CO₂,aq , FeCO₃,aq, CaCO₃,aq, MgCO₃,aq, H₂,aq, O₂,aq, CH₄, aq , H₂O(l) и др. .
Газы (8 компонентов): O₂,g , H₂,g , CH₄,g , CO₂,g, H₂O,g , HCl,g , HNO₃,g, H₂SO₄,g .
Твердые фазы (56 компонентов): основные их них : H₂O(cr,l), NaCl*2H₂O, HALITE, SYLVITE, CaCl₂*6H₂O, MgCl₂*6 H₂O, CaCl₂*2 MgCl₂*12 H₂O, Na₂SO₄*10 H₂O, MgSO₄*6 H₂O, Ca SO₄* 2 H₂O, ANHYDRITE, , CALCITE, MAGNESITE, NaH CO₃, Na₂ CO₃*10 H₂O, DOLOMITE, ARAGONITE, Fe SO₄* 7 H₂O, FeCl₂* 6 H₂O, SIDERITE, и др.. Равновесный состав системы при температуре Т, давлении Р и заданном валовом химическом составе ищется методом минимизации свободной энергии Гиббса на множестве линейных ограничений в виде системы уравнений баланса масс. Приведенная функция свободной энергии системы, содержащей М твердых фаз, водный раствор (компоненты: вода и растворенные частицы) и L-компонентную газовую фазу, записывается следующим образом:

$$g = \frac{G}{RT} = \sum_{k=1}^{\psi} \mu_k^0 n_k + (\mu_w n_w + \sum_{j=1}^J \mu_j n_j) + \sum_{l=1}^L n_l \mu_l , \quad (16)$$

где G –свободная энергия, g –приведенная свободная энергия системы, n – мольные количества компонентов, μ –химические потенциалы компонентов, при этом μ_w –химический потенциал воды, μ_k⁰ –стандартный химический потенциал однокомпонентной твердой фазы k (соли или лед), ψ–количество твердых фаз, J – количество растворенных частиц, L – количество газовых частиц. Химический потенциал частицы водного раствора в терминах моляльной концентрации (моль/кг воды, m_j = $\frac{n_j}{n_w} \cdot 55.51$) определяется как μ_j = μ_j⁰ + ln a_j = μ_j⁰ + ln(m_j f_j), где μ_j⁰ – стандартный (при бесконечном разведении) химический потенциал, f_i – коэффициент активности компонента.

Задача расчета равновесного состава сводится к нахождению минимума функции (16), удовлетворяющему системе линейных уравнений баланса масс и электронейтральности. Программа «FREEZBRINE» работает в различных режимах: «закрытые или открытые системы», «равновесная или фракционная кристаллизация», «промерзание-оттаивание», «изменение давления», «испарение-конденсация воды». *Входные данные для программы:* концентрация основных компонентов химического состава водной вытяжки порового раствора или пробы криопэга (Na, K, Ca, Mg, Fe, Cl, SO₄, HCO₃ и т.д.), полученные на основании химического анализа. *Выходные данные* для выбранного интервала и каждого заданного шага, например, по температуре, содержат информацию по содержанию воды, ионов и солей в жидкой , твердой и газообразной фазах, плотность и pH растворов , основные термодинамические параметры (ионная сила, осмотический коэффициент, моляльность, химический потенциал), и др. Работа программы «FREEZBRINE» проверена на большом экспериментальном материале , применительно к криопэггам и породам с морским типом засоления [41,42] и для криопэггов с континентальным типом засоления [43] и по

данным работы [44]. Для криопэгов морского генезиса с минерализацией $5 \div 150$ г/л предложен ряд приближенных инженерных соотношений по оценке температуры начала замерзания, температурной кривой изменения фазового состава, плотности, теплоемкости и теплопроводности рассола [38].

.....Степень минерализации порового раствора и тип растворенных солей резко увеличивают вариативность условий фазового перехода в мерзлых породах. При этом не утрачивают своего влияния факторы характерные для незасоленных пород. Так, фазовый и химический состав порового раствора в породе и криопэге будет зависеть *от скорости и направления хода процесса изменения температуры*. Возможна ситуация, когда плохо и средне - растворимые соли при промерзании слоя СТС и понижении температуры в слое годовых амплитуд кристаллизуются и не переходят в раствор в теплый период. Например, минерал мирабилит, присутствие которого в верхних горизонтах часто фиксируется в натурных наблюдениях. Влияние скорости промерзания, сказывается на количестве захваченных поровым льдом солей, за счет адсорбции ионов поверхностью кристаллов и механического захвата раствора в межкристаллическое пространство, аналогично морскому льду. Количественно этот эффект учитывается величиной коэффициент захвата $k_{\text{zx}} = C_{\text{is}} / C_{\text{ps}}$, который равен отношению концентрации соли во льду C_{is} и в поровом растворе C_{ps} . Он изменяется от 0 (полное вытеснение ионов от растущих кристаллов льда в порах в пленки незамерзшей воды) до 1 (случай замерзания при температурах ниже эвтектической). Сводка данных, по значениям k_{zx} от скорости промерзания приведена в работе [45]. Влиянием скорости промораживания растворов, в первую очередь, объясняется различие в экспериментальных результатах, полученных в фундаментальных работах [40] и [46], по которым калибруются термодинамические модели. Так по данным работы [40] стадия десульфатизации кончается при температуре $-22,6^{\circ}\text{C}$, а затем концентрация мирабилита в жидкой фазе возрастает, достигая второго максимума при $-35,6^{\circ}\text{C}$. Это связывается с химическим взаимодействием гипса с хлористым натрием согласно реакции: $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{NaCl} + 8\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O} + \text{CaCl}_2$. До температуры $-21,6^{\circ}\text{C}$ реакция протекает слева вправо, а ниже $-21,6^{\circ}\text{C}$ с момента кристаллизации NaCl в обратном направлении, что не приводит к накоплению мирабилита и хлористого кальция в рассоле. В указанных работах фиксируется также различие в величинах эвтектической температуры кристаллизации солей. Согласно работе [40] эвтектическая температура, соответствующая температуре выпадения хлористого магния. Хлористый кальций при этом в результате реакции обмена переходит в серноокислый кальций, который может выпадать при температуре $-17,0^{\circ}\text{C}$: $\text{CaCl}_2 + \text{MgSO}_4 \rightleftharpoons \text{MgCl}_2 + \text{CaSO}_4$. В термодинамической модели не учитывается возможность ионного обмена порового раствора с породой, а также химические реакции, типа восстановления сульфатов с образованием сульфидов и сероводорода. При вскрытии природных линз криопэгов, запах сероводорода, часто наблюдается. Неоднозначность влияния внешних условий на фазовый и химический состав природных растворов является фактором, имеющим и практическое значение, связанное, например, с прогнозом температурного и водно-ионного режима засоленных пород и криопэгов. Как указывалось ранее в химических справочниках, необходимые для прогноза характеристики, имеют размерность, которая относится к массе, объему, мольной доле, растворителя H_2O . В термодинамических моделях, описанных выше используется тот же принцип. Это требует иной постановки и алгоритма реализации краевой задачи промерзания засоленных пород, применяя энтальпийную постановку задачи.

.....В отличие от незасоленных пород энтальпия H_s - интегральный эффект тепловыделений в промерзающей зоне определяется совокупностью тепловых

эффектов процессов: фазового перехода вода-лед; перехода компонентов раствора в индивидуальное состояние, или наоборот; химического взаимодействия растворенного вещества с растворителем (гидратация); изменения теплоемкости раствора для модели «криопэг - линза рассола», или пород и растворов, для модели «криопэг- раствор, находящийся в поровом пространстве пород». Величина удельной энтальпии H_s (отнесенной к единице массы растворителя H_2O) является аддитивной величиной и рассчитывается как алгебраическая сумма количества тепла, расходуемого на кристаллизацию (плавление) льда и солей, изменение их температуры, охлаждение (нагревание) раствора, как целого, $H_s = \sum H$. Изменениями в составе газообразной фазы для оценки тепловыделений, в первом приближении, можно пренебречь. Нахождение ряда параметров не вызывает сложности или позволяет ими пренебречь. Так основными образующимися солями являются гидрогалит, мирабилит, доломит, гипс, кальцит, магнезит. Все они выпадают в диапазоне низких отрицательных температур. В зависимости от степени минерализации и ионного состава раствора, начиная с температур $-8 \div -14^\circ C$, наиболее часто встречаются кристаллогидраты: $NaCl \cdot 2H_2O$, $Na_2 SO_4 \cdot 10H_2O$, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Удельная теплоемкость гипса составляет $c=1.11$ Дж/(г· К), а безводных солей NaCl (галит) $c = 0,85$ Дж/(г· К) и $Na_2 SO_4$ (тенардит) $c=0,84$ Дж/(г· К). Предварительная оценка показывает, что в диапазоне температур от -8 до $-22^\circ C$ средневзвешенная в растворе теплоемкость солей составляет от 0,84 до 0,88 Дж/(г· К). Это связано с низким относительным содержанием мирабилита. После начала выпадения гидрогалита ($-22^\circ C$) величина средневзвешенной теплоемкости несколько увеличивается до значений $c=0,96$ Дж/(г· К). Учитывая, что указанные величины в два раза меньше, чем теплоемкость льда, а суммарное содержание солей в твердой фазе даже при температурах ниже $-22^\circ C$ не превышает первых процентов от содержания льда, то для слабо и среднесоленых поровых растворов расходом тепла на нагревание (охлаждение) образовавшихся солей в твердой фазе можно пренебречь. При реализации алгоритма расчета тепловых эффектов заморзания и охлаждения возникают трудности, связанные с тем, что кривая зависимости «незамерзшей воды» (растворителя H_2O) от температуры имеет изломы, связанные с кристаллизацией солей, т.е. эта зависимость не является непрерывно-дифференцируемой. У ряда солей, например, у $NaCl \cdot 2H_2O$ в узком диапазоне температур, вблизи температуры начала кристаллизации, отмечается сильное изменение содержания незамерзшей воды при практически неизменной из температуре [38, 41]. Это требует разработки специальных методов сглаживания кривых фазового состава раствора. Существенные трудности связаны с оценкой энтальпии растворения (кристаллизации) солей, которая является совокупностью двух процессов: перехода компонентов из индивидуального состояния в раствор и наоборот; гидратации - химического взаимодействия растворенного вещества с растворителем, или разрушения гидратных связей. Гидратация всегда происходит с выделением теплоты, в то время как кристаллизация солей в зависимости от их химического состава сопровождается как поглощением, так и выделением теплоты кристаллизации. Энтальпия растворения равна алгебраической сумме энтальпий этих процессов. Нахождение теплоты растворения представляет большие сложности, как в экспериментальном отношении, так и расчетном. В специальной литературе имеются данные в основном по значениям энтальпии растворения (дж/моль растворителя), для безводных солей (галит, танкердит, сильвин, кальцит, доломит) полученных для стандартной температуры $t = + 25^\circ C$. Существуют методы пересчета интегральных теплот растворения от безводных солей к минералам содержащим воду. Относительные концентрации даются в размерностях: число молей H_2O на 1 моль растворенной соли; количество молей соли на 1 кг H_2O . Для ряда интересных нас солей: гидрогалита

($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), мирабилита ($\text{Na}_2 \text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), в литературе имеются данные, указывающие, на то что зависимость энтальпии растворения от температуры зависит незначительно, по крайней мере, до значений -10°C .

.....В поровых растворах и криопэггах при отрицательных температурах может происходить кристаллизация безводных и содержащих воду солей. Как и для льда, образование гидрогалита, мирабилита, гипса, оливина, в процессе понижения температуры сопровождается выделением теплоты фазового перехода, в отличие, например от танкердита (Na_2SO_4) и (Na_2CO_3), у которых идет поглощение энергии. Наличие у мирабилита ($\text{Na}_2 \text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), значительного содержания воды 50—56 %, приводит к смене знака тепловыделений. В гидрогалите содержится около 45 % воды, что приводит к значительной величине интегральной теплоты растворения, поскольку теплота фазового перехода вода-лед в несколько раз превышает теплоту образования галита. *Разнонаправленность тепловых эффектов при растворении (кристаллизации) солей и, в целом, составляющих суммарной величины интегральной энтальпии (H_s), может обусловить неоднозначность влияния внешнего температурного фактора на величину H_s .*

Резюмируя вышеизложенное, можно констатировать, что принцип Цытовича, выдвинутый им в свое время, для решения задач механики грунтов, отражает определенный исторический этап развития науки геокриологии. Равновесное содержание незамерзшей воды в таких сложных гетерогенных многокомпонентных и многофазовых системах, как породы, определяется комбинацией большого количества независимых переменных, характеризующих их состав, строение и свойства, а также характер и интенсивность внешних воздействий. Принцип целесообразно трактовать в рамках представлений классической равновесной термодинамики, приложенных к мерзлым породам. Фазовое и химическое равновесие влаги в мерзлых породах реализуется при минимуме величины изобарно-изотермического потенциала Гиббса, а для поровых растворов, еще и при условии сохранения принципа электронейтральности. Влияние внешних силовых полей, температурного фактора и др. может приводить к неоднозначности их влияния на содержание незамерзшей воды. Это обусловлено эффектами связанными с интенсивностью и направлением хода протекания процессов промерзания –оттаивания, кинетикой фазовых переходов и химических реакций; процессами структурообразования, соотношением времен релаксации температурных и массовых полей, полей напряжений и деформаций. Эти эффекты невозможно описать с позиций классической термодинамики, для этого нужно использовать аппарат неравновесной термодинамики,

Литература

1. Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов М: Высшая школа, 1973, 446 с.
2. Комаров И.А. Термодинамика и тепломассообмен в дисперсных мерзлых породах. М.: Научный мир, 2003., 608 стр
3. Горелик Я.Б., Колунин Физика криогенных процессов в литосфере. - Тюмень., 2002.52 с.
4. Иванов Н.С. Тепло- и массообмен в мерзлых горных породах. М., “Наука”, 1967. 536 с.
5. Miller R.D. Freezing and heaving of saturated and unsaturated soils/ Highway Res. Rec. 1972, 393 p.
6. Уилльямс П.Д. Тепло- и массообмен в промерзающих грунтах. Экспериментальные исследования процессов теплообмена в мерзлых горных грунтах. М., “Наука”, 1972. с.14-19
7. Андерсен А.Б., Эдлефсен Н.Е. Термодинамика почвенной влаги. – В сб.: Термодинамика почвенной влаги. Л., Гидрометеиздат, 1966.
8. Тимофеев А.М., Старостин Е.Г. Исследование теплоты кристаллизации связанной воды в глинистых грунтах. // Материалы 1 конференции геокриологов России. Москва, 1996.с. 3-8.
9. Грецишев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М., «Недра», 1980, 381 с.

10. Радд О.Д., Ортле Д.Х. Экспериментальные исследования давления на механизм морозного пучения и рост-плавления льда в грунтах и ледниках. // II МКМ. Якутск, вып. 8, 1975.
11. Low P.F., Anderson D.M., Hoekstra P. Some thermodynamic relationships for soil at and below the freezing point//Water Resources Res., 1968, v. 4, № 2. p. 379-394
12. Анания А.А., Голованова Г.Ф., Волкова Е.В. Исследование системы каолин - вода методом спинного эха. В сб. "Связанная вода в дисперсных системах", вып.4, М., Изд-во МГУ, 1977.
13. Квливидзе В.И., Краснушкин А.В., Язынина И.В. Связанная вода в дисперсных системах. М., 1980, вып. 5, с. 99-104.
14. Комаров С.А., Миронов В.Л. Микроволновое зондирование почв. Новосибирск. Изд-во СО РАН 2000, 257 с.
15. Танкаев Р.У. Экспериментальное исследование плавления льда в гидрофильной дисперсной системе. // Автореф. канд. дисс. М., 1982. 15 с.
16. Королев В.А. Влияние температуры на адсорбцию влаги в глинистых грунтах. / "Вопросы инженерной геологии и грунтоведения", вып.5. М.: Изд-во МГУ, 1983. с. 115-130.
17. Komarov I.A. Unified thermodynamical model of phase, adsorption and chemical balance of the porous liquid in frozen grounds (part 1, part 2). // 7th International Symposium on Thermal Engineering and Sciences for Cold Regions, 2001, Seoul, Korea. 187-191, 193-197
18. Комаров И.А., Мельчакова Л.В. Специфика температурной зависимости теплоемкости у дисперсных пород с расширяющейся структурной ячейкой// Геофизические исследования криолитозоны ,2000
19. Anderson D.M. Tace A.R., McKim H.L. The unfrozen water and apparent specific heat capacity of frozen soils // Permafrost/ Proc/ 2nd Int. Conf.Yakutsk 1973, 289-295
20. Нерсисова З.А. Определение количества незамерзшей воды и льда в мерзлых грунтах. Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. Сб. 2. Изд-во АН СССР, М.,1954.
21. Даниэлян Ю.С., Яницкий П.А. Особенности неравновесного перераспределения влаги при промерзании и оттаивании дисперсных грунтов // ИВЖ - 1983/ - Т. 44, №1. – с.91-98.
22. Мерзляков В.П. Основные явления, характерные для механического взаимодействия твердых частиц со льдом//Основания, фундаменты и механика грунтов, 2007, №1, с.2–7
23. Основы геоэкологии / М.: Изд-во МГУ. Ч. 1. 1995. 367 с.
24. Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А., Общее мерзлотоведение. М. Изд. МГУ, 1967. 463 с.
25. Лабораторные методы исследования мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1985, 351 с.
26. Истомин В.А., Якушев В.С., Махонина Н.А., Квон В.Г., Чувилин Е.М. Эффект самоконсервации газовых гидратов. Газовая промышленность, спецвыпуск «Газовые гидраты», 2006, с.36-46.
27. Григорьева В.Г. О понижении температуры замерзания воды в дисперсных грунтах. // Сб. Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. Т.3 Изд-во АН СССР, 1957
28. Велли Ю.Я., Гришин П.А. О функциональной, зависимости температуры замерзания от состава воднорастворимых солей в пороном растворе. В кн.: Реология грунтов и инженерное мерзлотоведение. М., Наука, 1982
29. Коновалов А.А., Конюшенко А.Г., Роман Л.Т. Количественная оценка влияния растворов солей на температуру начала замерзания грунтовой влаги. В кн. Строительство в районах Восточной сибери и Крайнего Севера, вып 26, Красноярск, 1973,200-209
30. Глобус А.М. Физика неизотермического внутрипочвенного влагообмена. Л., Гидрометеоздат, 1983, 279 с.
31. Роман Л.Т. Механика мерзлых грунтов. М.: изд-во МАИК "Наука / Интерпериодика", 2002, 426 с
32. Аксенов В.И. Засоленные мерзлые грунты арктического побережья как основание сооружений. М./Всё о мире строительства, 2008, 351 с.
33. Pitzer K.S. A thermodynamic model for aqueous solutions of liquid-like density. Reviews in Mineralogy, 17, 1987. p. 97-142
34. Mironenko M.V., Grant S.A., Marion G.M., Farren R.E. FREZCHEM2, A Chemical Thermodynamic Model for Electrolyte Solutions at Subzero Temperatures // October, 1997. 40 p.
35. Волков Н.Г., Комаров И.А. Мironenko М.В., Фотиев С.М. Методики оценки температуры формирования ионно-солевого состава криоплгов// Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 4, с.54-61
36. Комаров И.А., Волков Н.Г. Методика прогноза температурного и водно-ионного состав засоленных пород и криоплгов /Проблемы строительства на засоленных грунтах М. : «Эпоха», 2007, с.147-183
37. Комаров И.А., Мironenko М.В. Моделирование водно-ионного состава засоленных мерзлых пород и криоплгов при изменении термобарических условий// Актуальные направления развития прикладной математики в энергетике и информационно-коммуникационных технологиях, место издания Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2010 с. 23-29

38. Комаров И.А., Мироненко М.В., Кияшко Н.В. Совершенствование нормативной базы по расчетной оценке теплофизических свойств засоленных пород и криопеггов // Основания, фундаменты и механика грунтов, 2012, № 2, с. 25-30
39. Nelson K.H., Thompson T.G. Deposition of salts from sea water by frigid concentration. Journal of Marine Research, 13 (2), 1954. – Pp. 166-182.
40. Гиттерман К.Э. Термический анализ морской воды //Тр. соляной лаб. АН СССР. Вып. 15, ч.1, М., 1937, с. 5-24.
41. Komarov I.A., Kiyashko N.V. Method for estimating propeties of cryopegs from the Yamal Peninsula // Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost., место издания Salekhard, 2012, том 2, с. 169-174
42. Kiyashko N.V., Komarov I.A., Kondakov V.V. Forecasting Technique of Freezing Temperatures, Amount of Unfrozen Water for Saline Rocks of Yamal Peninsula Arctic, Subarctic: mosaic, contrast, variability of the Cryosphere, Tyumen, 2015
43. Kiyashko N.V., Komarov I.A., Golovanov D.L. Cryogenic transformation of soil solutions and the development of salt profiles in solonchaks of Mongolia according to the results of modeling // Eurasian Soil Science, издательство Maik Nauka/Interperiodica Publishing, 2014, том 47, № 5, с. 353-359
44. Алексеев С.В. Криогидрологические системы Якутской алмазоносной провинции: Автореф. дис. д-ра геол.-мин.наук.– Иркутск, 2007.
45. Пермяков П.П., Романов П.Г. Тепло- и солеперенос в мерзлых ненасыщенных грунтах. Якутск, 2000.126 с.
46. Nelson K.H., Thompson T.G. Deposition of salts from sea water by frigid concentration. Journal of Marine Research, 13 (2), 1954. – Pp. 166-182.

МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЗАСОЛЕННЫХ ПОРОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ П-ОВА ЯМАЛ

И.А.Комаров 1, Н.В. Кияшко 1, В.В Кондаков 2

1 МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, email: Ilya_komarov@mail.ru

В статье приводятся методики прогноза теплофизических характеристик засоленных пород в зависимости от их состава и свойств. Оценка изменения фазового и химического состава порового раствора в зависимости от температурных условий проводилась с помощью программного продукта и приближенных инженерных соотношений. Сопоставление расчетных данных с экспериментальными, которые были получены на лабораторных установках, показало их удовлетворительное соответствие.

FORECASTING TECHNIQUE OF SALINE ROCKS THERMOPHYSICAL PROPERTIES OF OIL-AND-GAS BEARING DEPOSITS OF YAMAL PENINSULA

I.A. Komarov 1, N.V. Kiyashko 1, V.V. Kondakov 2

1 Lomonosov MSU, Moscow, Russia, email: Ilya_komarov@mail.ru

The article presents the methods of forecasting thermal characteristics of saline rocks, depending on their composition and properties. Evaluation of changes in the phase and chemical composition of the pore solution, depending on temperature conditions was carried out with the help of software program and approximate engineering relationship. Comparison of calculated and experimental data which were obtained in laboratory settings, showed their satisfactory agreement.

Введение. Проблема прогноза температурного и водно-солевого режима засоленных пород является актуальной в связи с интенсивным хозяйственным освоением территории п-ова Ямал, где находятся крупные газо- и нефтеносные районы. Для них характерен морской тип засоления поровых растворов,

представленный, преимущественно хлоридно-натриевым и хлоридно-сульфатно-натриевым составом. Учет степени засоленности крайне важен и для оценки прочностных и деформационных свойств пород, поскольку они определяют устойчивость фундаментов объектов инфраструктуры нефтегазовых месторождений. Пренебрежение влиянием минерализации поровых растворов может привести к серьезным погрешностям прогнозных расчетов. Обзор расчетных моделей дан в работе [1]. Для реализации прогнозных моделей необходима информация по температуре замерзания засоленных пород, температурной зависимости их теплофизических свойств, содержанию незамерзшей воды и льда. Проблема совершенствования нормативной базы по оценке этих характеристик для конкретных регионов является приоритетной. С 2013 года введен свод правил - СП 25.13330.2012 «Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах» (актуализированная редакция СНиП 2.02.04-88), в котором учитывается зависимость, указанных выше характеристик от степени засоленности пород. Поэтому представлялось целесообразным разработать соотношения для количественной оценки характеристик применительно к региональным особенностям с учетом структуры и формы представления их в СП 25.13330.2012 (приложение Б).

Объекты исследования и методика экспериментального опробования свойств пород. В качестве объекта исследования выбраны засоленные грунты п-ова Ямал. Экспериментальные данные по химическому, фазовому составу и теплофизическим свойствам грунтов для нескольких месторождений (Бованенковское, Южно-Тамбейское, Харасавейское) были получены в лаборатории НПО «Криос». Объектами исследования являются засоленные дисперсные супесчаные и суглинистые породы нескольких участков п-ова Ямал Бованенковское, Южно-Тамбейское и Харасавейское месторождения.

Исследования были проведены на базе лаборатории ООО НТФ «Криос», г. Воркута, на экспериментальных установках, разработанных и изготовленных в институте проблем использования природных ресурсов и экологии Национальной академии наук Беларуси (ИПИПРЭ НАНБ) г. Минск.

Для определения коэффициента теплопроводности наиболее предпочтительным для опробования в лабораторных условиях является стационарный метод, обеспечивающий широкий охват типов горных пород, как при положительной, так и при отрицательной температурах, включая диапазон температур в котором происходят интенсивные фазовые переходы. Опробование грунтов осуществлялось стационарным методом плоско -параллельной пластины с коррекцией по эталонным телам (рис.1). Размер образцов пород ненарушенного сложения -диаметр 80 мм и высота 20 мм. Аппаратурная погрешность не более 10%.

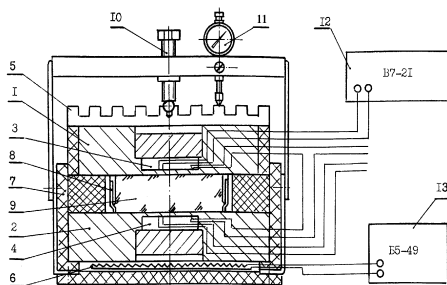


Рис. 1 Схема устройства для определения коэффициента теплопроводности грунта:
1, 2 - теплообменники; 3, 4 - датчики теплового потока; 5 - радиатор; 6 - нагревательный элемент; 7 - теплоизоляция; 8 - кассета; 9 - образец исследуемого грунта; 10 - прижимной винт; 11 - индикатор часового типа; 12 - вольтметр цифровой; 13 - источник постоянного тока

Для исследования фазового состава и температуры начала замерзания предпочтительно использование методов адиабатической калориметрии. Принцип калориметрической установки в создании адиабатических условий для исключения теплообмена с окружающей средой. Это приводит к более высокой точности относительно других методов. Температура начала замерзания определяется с помощью установки для определения температуры начала замерзания в грунтах и растворах, которая состоит из массивного металлического корпуса с крышкой, в котором размещены четыре кассеты для исследуемого материала. Принцип работы установки основан на регистрации динамики изменения температуры исследуемого образца в ходе его охлаждения. Переохлаждение воды в ходе замерзания сводится к минимуму за счет применения в данной установке инициаторов кристаллизации.

Принцип работы установки для определения содержания незамерзшей воды, основан на регистрации компьютерной системой динамики изменения температуры (метод криоскопии) исследуемого образца в ходе его охлаждения (рис.2)..

.....Для определения химического состава применялись стандартные методики: приготовление водной вытяжки использовалось 100 грамм грунта на 500 мл. воды по ГОСТ 26423-85. Определение pH проводилось по ГОСТ 26423-85. Анализ на карбонаты и бикарбонаты - по ГОСТ 26424-85, в одном растворе. Содержание хлоридов определялось по ГОСТ 26425-85, определение жесткости - по ГОСТ 26428-85 (Ca^{2+} ; Mg^{2+}), определение сульфатов - по ГОСТ 26426-85.

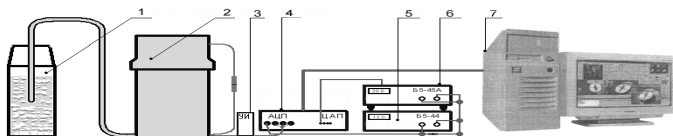


Рис.2 Схема калориметрической установки: 1 – ноль-термостат; 2 – калориметр; 3 – блок усилителей постоянного тока; 4 – блок АЦП и ЦАП; 5 – источник питания калориметра; 6 – источник питания охранного стакана; 7 – системный блок компьютера

Используемый для прогнозных оценок программный продукт и приближенные инженерные соотношения. Природные поровые растворы пород морского и континентального типа засоления имеют полиионный состав, а концентрация легкорастворенных солей в них, при низких отрицательных температурах, может достигать значительных величин. В отличие от талых пород это обусловлено тем, что они локализованы в незамерзшей воде. Изменение термобарических условий сопровождается криогенным метаморфизмом поровых растворов и криогенов представляющих совокупность физико-химических процессов, включающих такие явления как : кристаллизация воды и плавление льда; кристаллизацией солей с образованием минералов: гидрогалита ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), сильвина (KCl), кальцита (CaCO_3), мирабилита ($\text{Na SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), доломита ($\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2$) и др.; удаление и поглощение газов; изменение состояния солевых равновесий; образование ячеек льда с включенным в структуру рассолом; перераспределение солей между твердой и жидкой фазами воды. Разнообразие химического состава природных засоленных поровых растворов и широкий диапазон их концентраций обуславливает целесообразность применения современных методов термодинамического

моделирования для оценки теплофизических характеристик (включая температуру начала замерзания и фазовый состав влаги).

Для моделирования фазового и химического равновесия между водными растворами электролитов, льдом и солями использовалась программа «FREEZBRINE [2,3]. Равновесный состав системы при температуре Т, давлении Р и заданном валовом химическом составе ищется методом минимизации свободной энергии Гиббса на множестве линейных ограничений в виде системы уравнений баланса масс и электронейтральности.

Основная калибровка проведена по данным работы К.Э. Гиттермана [4] Она включает в себя следующие химические компоненты, которые могут быть образованы в системе:

Раствор (23 компонента): катионы : Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , H^+ , $\text{Mg}(\text{OH})^+$, Fe^{+2} , FeOH^+ ; анионы: Cl^- , SO_4^{-2} , OH^- , HCO_3^- , CO_3^{-2} , HSO_4^- , NO_3^- ; нейтральные : CO_2,aq , FeCO_3,aq , CaCO_3,aq , MgCO_3,aq , H_2,aq , O_2,aq , CH_4,aq , $\text{H}_2\text{O}(\text{l})$;

Газы(8 компонентов): O_2,g , H_2,g , CH_4,g , CO_2,g , $\text{H}_2\text{O},\text{g}$, HCl,g , HNO_3,g , $\text{H}_2\text{SO}_4,\text{g}$;

Твердые фазы (56 компонентов): основные их них : $\text{H}_2\text{O}(\text{cr,l})$, $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, HALITE, SYLVITE, $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, K_2SO_4 , $\text{MgSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ANHYDRITE, , CALCITE, MAGNESITE, $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, NaHCO_3 , $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, DOLOMITE, ARAGONITE, VATERITE, NaNO_3 , $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, $\text{FeCl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, SIDERITE, и др..

Программа «FREEZBRINE» работает в различных режимах: «закрытые или открытые системы», «равновесная или фракционная кристаллизация», «промерзание-оттаивание», «изменение давления», «испарение-конденсация воды». Равновесная кристаллизация означает, что при изменении внешних условий (температуры или давления) все ранее образованные фазы системы (например, лед, соли, раствор электролита) могут взаимодействовать вновь между собой. В то же время, возможна ситуация (фракционная кристаллизация), когда мобильная фаза после частичной кристаллизации перемещается в другое место, пространственно отделяясь от ранее отложенных твердых фаз, либо раствор отделен от ранее образованных солей коркой льда, которая мешает им взаимодействовать. Входные данные для программы :

концентрация основных компонентов химического состава водной вытяжки порового раствора или пробы криопэга (Na, K, Ca, Mg, Fe, Cl, SO_4 , HCO_3 и т.д.), полученные на основании химического анализа. Выходные данные для выбранного интервала и каждого заданного шага, например, по температуре, содержат информацию по содержанию воды, ионов и солей в жидкой , твердой и газообразной фазах, основные термодинамические параметры (ионную силу, осмотический коэффициент, моляльность, химический потенциал), плотность и РН растворов и др. Программа не учитывает возможность нахождения в криопэге органических примесей, сульфатредукцию (продукт жизнедеятельности соответствующих бактерий) и химические реакции, типа восстановления сульфатов с образованием сульфидов и сероводорода, а также химическое взаимодействие порового раствора с породой. Однако следует иметь в виду, что при низких температурах скорости взаимодействия растворов с минералами вмещающих алюмосиликатных пород несопоставимо малы по сравнению со скоростями установления водно-солевых и водно-газовых равновесий, а также с замерзанием или оттаиванием растворов, поэтому породы полагаются относительно химически инертными. Работа программы «FREEZBRINE» проверена на большом экспериментальном материале [5,6].

Для инженерной практики, кроме программного продукта важно иметь и инженерные приближенные соотношения для оценки свойств засоленных пород. Для этого данные полученные с помощью программы «FREEZBRINE» были соответствующим образом обработаны и сопоставлены с экспериментальными и расчетными соотношениями для засоленных пород, с учетом структуры и формы представления их в СП 25.13330.2012 (приложение Б), а также принятых обозначений. Региональные особенности распространения засоленных грунтов, их генезис, специфика состава, строения и свойств, предполагают целесообразность определенной коррекции эмпирических констант, входящих в основные соотношения. Применительно к засоленным породам п-ова Ямал, эти константы были получены из опытных данных для 23 проб песков, 16 проб для супесей, 30 – для суглинков, отобранных из различных месторождений п-ова Ямал (Бованенковское, Харасавейское, Южно-Тамбейское).

Согласно методики принятой в СП 25.13330.2012(приложение Б) для оценки температуры начала замерзания T_{bf} (°C) поровых растворов засоленных пород использовался вид степенного уравнения в зависимости от концентрации порового раствора. Расчетное соотношение имеет вид соотношения (Б.3):

$$T_{bf} = A - B (\Psi \cdot C_{ps} + G \cdot C_{ps}^2), \quad (1)$$

где $\Psi = 53$, $G = 40$ - эмпирические коэффициенты, A – коэффициент, численно равный величине температуры начала замерзания незасоленного грунта (табл. Б1 - СП 25.13330.2012), B – коэффициент, зависящий от типа засоления грунта: $B = 0$ - для незасоленных грунтов; $B = 1$ - для засоленных грунтов морского генезиса, C_{ps} – концентрация порового раствора, д.е.

Сопоставление значений коэффициента Ψ , полученных с помощью аппроксимации экспериментальных данных и расчетных по программе «FREEZBRINE» показало их удовлетворительную сходимость, погрешность составляла менее 8%. В частности, для образцов супеси участка Бованенковского ГКМ это различие не превышало 4% (рис.1). Анализ, проведенный с помощью статистической обработки экспериментальных данных показал, что величина T_{bf} рассчитанная по соотношению (1) для супесчаных пород, принимает значения более высоких отрицательных температур, чем оцениваемая по СП 25.13330.2012 (на 9-13 %) и несильно отличается для суглинистых пород (таб.1). Причем в исследованном диапазоне концентраций порового раствора величину коэффициента G можно принять неизменной.

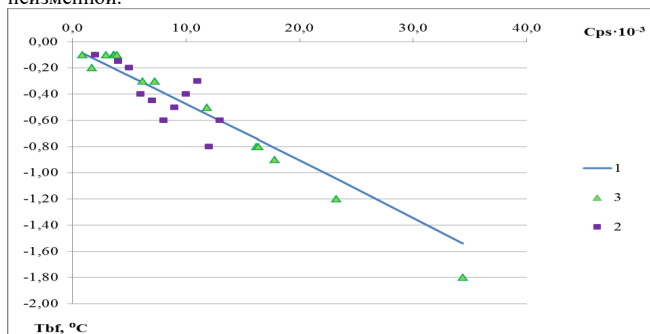


Рис.1 Сопоставление экспериментальных (3) и рассчитанных с помощью программного продукта (2) значений зависимости $T_{bf} = f(C_{ps})$, линия (1) – аппроксимация экспериментальных данных

Таблица 1 Значения эмпирических
коэффициентов Ψ и G

	Ψ	G
Пески	46	40
Супеси	48	40
Суглинки и гины	54	40

Для незасоленного и засоленного мерзлого грунта значения влажности мерзлого и охлажденного грунта за счет незамерзшей воды $W_w(T)$ в СП 25.13330.2012 (приложение Б) допускается определять по формуле (Б.4), при условии, что температура грунта ниже или равна температуре начала замерзания ($T \leq T_{bf}$),

последняя находится по формуле (1)

$$W_w = k_w W_p + \eta D_{sal}, \quad (2)$$

где k_w – коэффициент, принимаемый по таблице Б.3 в зависимости от числа пластичности I_p и температуры грунта T ; W_p – влажность грунта на границе пластичности (раскатывания), доли единицы; D_{sal} – степень засоленности грунта, д.е., η – коэффициент, принимаемый для незасоленных грунтов равным $\eta=0$, а для засоленных грунтов по таблице (Б.4) в зависимости от температуры грунта T .

Сопоставление экспериментальных данных по фазовому составу исследованных образцов пород с расчетными, полученными с помощью программного продукта показало, что ошибка не превышает 5% для всего спектра исследованных проб водных вытяжек. Используя экспериментальные данные по фазовому составу пород и соотношение (2) была рассчитана температурная зависимость величины η . Расчет проводился с учетом температурной зависимости величины коэффициента K_w для исследуемых пород найденной по СП 25.13330.2012. В таблице 2 приведены результаты расчета коэффициента η для пород Бованенковского ГКМ.

Таблица 2 – Расчетные значения коэффициента η .

Грунты	Число пластичности I_p , д.е.	Величина коэффициента η при температуре грунта T , °C						
		-10	-8	-6	-4	-3	-2	-1
Пески и супеси	$I_p \leq 0,02$	7	9	11	15	20	30	65
Супеси	$0,02 < I_p \leq 0,07$	5	5,5	7	11,5	15,5	23,5	57,5
Суглинки	$0,07 < I_p \leq 0,13$	4	6	8	12	15	23	45
Суглинки, глины	$I_p > 0,13$	3	5	7	11	14	22	40

Теплоемкость грунтов в термодинамическом плане является экстенсивным параметром, следовательно для ее оценки, применима гипотеза об аддитивности, что подтверждается в большом количестве отечественных и зарубежных работ. Поэтому в СП 25.13330.2012 (приложение Б) значения объемной теплоемкости засоленных грунтов в мерзлом (C_i) и охлажденном (C_{in}) состоянии ($\text{Дж}/(\text{м}^3 \cdot \text{К})$) допускается рассчитывать по аддитивным соотношениям Б.6–Б.9 в зависимости от: удельной теплоемкости скелета грунта C_p (таб. Б.6); температурной зависимости удельной теплоемкости льда C_i (формула Б.9); температурной и концентрационной зависимости удельной теплоемкости незамерзшей воды C_w (формула Б.7); влажности $W_{\text{лот}}$, температурной и концентрационной зависимости влажности за счет незамерзшей воды W_w (формула Б.4); плотности скелета грунта $\rho_{d,th,f}$ и температуры начала его замерзания T_{bf} (формула Б.3). Сопоставление опытных данных по теплоемкости исследованных засоленных пород с нормативными расчетными соотношениями

показало, что их целесообразно корректировать расчетные данные через величину удельной теплоемкости порового раствора C_w . Поскольку она практически не зависит от химического состава порового раствора и незначительно от его концентрации, в то же время существенно меняясь с температурой, то для оценки C_w предлагается соотношение:

$$C_w = A \cdot (T/T_n)^n - 4550C_{ps}, \quad T < 0 \quad (3)$$

где A и n – эмпирические коэффициенты, зависящие от выбранного интервала температуры (табл. 3), T – текущая температура, °C, $T_n = -1^\circ\text{C}$,

Таблица 3

Температурный диапазон	A Дж/(кг °C)	n
$0 < T < -5^\circ\text{C}$	4010	-0,03
$-5^\circ\text{C} < T < -22^\circ\text{C}$	4023	-0,05

Расчетное регрессионное соотношение, связывающие величину коэффициента теплопроводности пород с основными факторами, влияющими на его значение (степень засоленности, влажность и плотность) имеет вид:

$$\lambda = A \cdot W + B \cdot \rho + C \cdot D_{sa} + K, \quad (4)$$

где A , B , C , K – коэффициенты, которые могут быть как положительными, так и отрицательной величиной (таблица 4).

Таблица 4 Значения коэффициентов
для грунтов Бованенковского месторождения

	A	B	C	K
Супесчаные породы	- 4,3	1,7	- 0,2	- 0,75
Суглинистые породы	-1,9	- 0,3	0,1	2,3

Погрешность экспериментальных и расчетных значений λ , найденных по формуле (4) значений составляет 10-15%.

Выводы

1. С помощью программы «FREEZBRINE», обработаны экспериментальные данные, по теплофизическим свойствам полученные в лаборатории НПО «Криос».
2. Результаты сопоставления экспериментальных данных по температуре начала заморозки исследованных пород, с рассчитанными по программе «FREEZBRINE», показали, что погрешность составляет менее 8%, а с нормативными - по СП 25.13330.2012 до 15%. При сравнении экспериментальных данных по фазовому составу влаги с рассчитанными по программе, погрешность не превышала 6% для всего спектра исследованных проб водных вытяжек.
3. С учетом структуры и формы представления в СП 25.13330.2012 предложены соотношения для оценки температуры начала заморозки, количества незамерзшей воды и теплоемкости пород для различных участков ГКМ п-ова Ямал. Для оценки коэффициента теплопроводности предложено расчетное регрессионное соотношение.

Литература

1. Комаров И.А. Термодинамика и тепломассообмен в дисперсных мерзлых породах. М.: Научный мир, 2003. 608стр
2. Комаров И.А., Мироненко М.В. Моделирование водно-ионного состава засоленных мерзлых пород и криоплгов при изменении термобарических условий// Актуальные направления развития прикладной математики в энергетике и информационно-коммуникационных технологиях, место издания Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2010 с. 23-29
3. Комаров И.А., Мироненко М.В., Кияшко Н.В. Совершенствование нормативной базы по расчетной оценке теплофизических свойств засоленных пород и криоплгов // Основания, фундаменты и механика грунтов, 2012, № 2, с. 25-30
4. Гиттерман К.Э. Термический анализ морской воды (концентрирование соляных растворов естественным вымораживанием) // Тр. Соляной лаб. АН СССР. . 15. - Ч.1.– М., - 1937.– С. 5-24.

5. Kiyashko N.V., Komarov I.A., Kondakov V.V. Forecasting Technique of Freezing Temperatures, Amount of Unfrozen Water for Saline Rocks of Yamal Peninsula Arctic, Subarctic: mosaic, contrast, variability of the Cryosphere, Tyumen, 2015
6. Komarov I.A., Kiyashko N.V. Method for estimating propeties of cryopegs from the Yamal Peninsula // Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost., место издания Salekhard, 2012, том 2, с. 169-174

ТЕМПЕРАТУРА НАЧАЛА ЗАМЕРЗАНИЯ И ФАЗОВЫЙ СОСТАВ ВЛАГИ ГРУНТОВ РАЗЛИЧНОГО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИ НЕФТЕСОЛЕВОМ ЗАГРЯЗНЕНИИ

Мотенко Р.Г.¹, Гречищева Э.С.²

¹Московский Государственный Университет имени М.В.Ломоносова,
геологический факультет, кафедра геокриологии

²ОАО «Фундаментпроект», Сектор Испытаний Мерзлых Грунтов

В данной статье рассматриваются результаты исследования температуры начала замерзания и фазового состава влаги незасоленных незагрязненных грунтов и грунтов с нефтесолевым загрязнением. Данные получены с помощью опробованных методик и новейшего оборудования. Сопоставлены данные, полученные для грунтов разного гранулометрического состава (песок, супесь, суглинки, глина). Выявлено преобладающее влияние засоления.

FREEZING TEMPERATURE AND WATER PHASE COMPOSITION OF SOILS WITH DIFFERENT PARTICLE SIZE DISTRIBUTION CONTAMINATED BY OIL AND SALT

Motenko R.G.¹, Grechishcheva E.S.²

1 - MSU, faculty of geology, department of geocryology

2 – OJSC “Fundament project”, Frozen Soil Test Department

In the article the results of freezing point research are discussed for pure and saline - oil-contaminated soil. The data were obtained by the latest equipment. The data is compared for soils with different particle size distribution. The thawing thermogramms both pure and contaminated saline soils of different particle size distribution are studied. The dominant influence of salinity is revealed.

Введение. Нефтедобывающая промышленность составляет основу экономики России и в то же время является одной из наиболее опасных отраслей хозяйства по воздействию на окружающую природную среду. В результате аварий происходит загрязнение окружающей среды нефтью, а также подтоварными и пластовыми водами, используемыми для поддержания пластового давления и обладающими агрессивными химическими свойствами. Последствия нефтяного загрязнения в условиях зоны многолетней мерзлоты могут быть значительнее и масштабнее в функциональном отношении и продолжительнее во времени. Результаты наблюдений свидетельствуют, что в условиях криолитозоны распад углеводородов в почве идет с небольшой скоростью [9], поэтому загрязненные грунты могут быть источником вторичного загрязнения [11].

Взаимодействие загрязненного нефтью грунта с конструкциями инженерных сооружений (объекты инфраструктуры месторождений, трубопроводы) обусловили

необходимость исследований изменения физико-механических и теплофизических свойств грунтов, в т.ч. температуры начала замерзания. В настоящее время работ, посвященной этой теме, недостаточно. Одно из первых исследований было проведено во ВСЕГИНГЕО и посвящено изучению прочностных свойств загрязненных грунтов [13]. Позднее изучением реологических свойств загрязненных нефтью грунтов занимались на кафедре геокриологии [12]. Авторами сделан вывод о том, что нефтезагрязнение не влияет на характер течения реологических процессов в мерзлых глинах. Исследование теплофизических свойств грунтов, проведенное на кафедре геокриологии МГУ показало, что коэффициент теплопроводности мерзлого грунта уменьшается с увеличением нефтяного загрязнения [6].

Экспериментальные исследования температуры начала замерзания загрязненных нефтью грунтов проводились С.Е. Гречищевым [2]. Результаты его исследований показали отсутствие влияния нефтяного загрязнения на температуру начала замерзания грунтов. Биггар в своей работе [14] приводит данные о снижении температуры начала замерзания при больших значениях загрязнения на 0,05 °С, однако отмечает, что чувствительность оборудования, с помощью которого было проведено исследование, недостаточна, чтобы сделать подобный вывод.

Исследованием влияния засоления на свойства грунтов, в т.ч. температуры начала замерзания в разные годы занимались многие российские и зарубежные исследователи. За много лет накоплен большой экспериментальный материал.

Часто засоление грунтов происходит в районах добычи нефти. Пусковыми механизмами при этом являются высокоминерализованные техногенные потоки, в составе которых значительную роль играют водорастворимые хлориды, в меньшей степени - сульфаты и карбонаты. Источники солей - сырая нефть (пластовые жидкости), сточные промысловые воды, содержимое амбаров, промывочные жидкости и другие геохимически активные вещества, применяемые для извлечения и обессоливания нефти. Масштаб и интенсивность воздействия минерализованных вод на грунт часто более значительны, чем воздействия собственно нефти и нефтепродуктов. Аварии на нефтепромыслах приводят к заметному засолению при любых даже относительно невысоких концентрациях солей в пластовых жидкостях и соответственно в сточных водах [8].

Нефтесолевое загрязнение территорий может оказывать большее влияние, чем механическая трансформация земель. В литературе данные по совместному действию нефти и хлорида натрия практически отсутствуют. Вместе с тем нефтесолевое загрязнение может оказывать влияние, отличное от того, которое оказывают каждый из загрязнителей в отдельности, так как нефть и солевой раствор взаимодействуют между собой, а также их совместное нахождение в поровом пространстве обуславливает протекание особых физико-химических процессов [7].

В связи с этим, актуальным является изучение действия нефтяного и солевого загрязнения по отдельности и совместно на свойства грунта, так как изменение свойств грунтов-оснований может привести к изменению температурного режима грунтов, возникновению просадок и других негативных геокриологических процессов, а в конечном счете – потере несущей способности и авариям.

Метод исследования. Для определения температуры начала замерзания используется криоскопический метод. Одним из основных источников погрешности определения температуры замерзания влажных грунтов является переохлаждение. По мнению криохимиков, исследующих поведение водных солевых растворов, значительно более точные результаты дает метод, построенный на снятии кривых нагревания, который получил название метода “конца плавления”. Преимущество его состоит в том, что твердая фаза не склонна к перегреву и скорость плавления быстро

возрастает с повышением температуры, что способствует быстрому установлению термодинамического равновесия между твердой и жидкой фазами.

Исследование засоленных грунтов подтвердило это преимущество и достаточно аргументировано рекомендуется проводить для мерзлых грунтов определения именно температуры оттаивания. Образцы грунта промораживаются при $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ (для грунтов с морским типом засоления). Заданная скорость промерзания обеспечивает в образцах массивную криогенную текстуру. Цикл оттаивания производится в воздушной среде при комнатной температуре. В результате эксперимента получаем изменение температуры образца во времени – термограмму оттаивания (рис.1). Влажность исследуемого образца грунта определяется весовым методом. Типичный вид термограммы оттаивания и ее графическая обработка представлены на рис. 1.

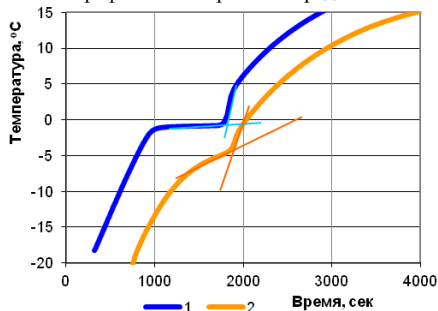


Рис. 1. Термограммы оттаивания мерзлых образцов грунта:
1 – незасоленного, 2 – засоленного

С уменьшением влажности убывает величина суммарного теплового эффекта, что приводит к снижению точности определения величины температуры оттаивания. Для незасоленных пород температурной границей применимости данной методики является значение $t = -1...-3^{\circ}\text{C}$. Для засоленных пород эта граница сдвигается в область более низких температур. При исследовании засоленных грунтов температурный интервал, где происходит вымерзание (оттаивание) порового раствора, увеличивается с ростом концентрации порового раствора, термограмма выполаживается, что вызывает увеличение погрешности при ее графической обработке [5].

Исследование фазового состава влаги в грунтах проводилось комбинацией криоскопического и контактного методов. Использование криоскопического метода для исследования фазового состава влаги в грунте основано на том, что содержание незамерзшей воды в мерзлом грунте при температуре t_0 равно той влажности грунта, при которой температура его замерзания или оттаивания будет равна t_0 . Контактный метод основан на принципе динамического равновесия между льдом, незамерзшей водой и паром (принцип Н.А. Цытовича). Для определения фазового состава контактным методом при выбранных температурах образцы изготавливались из паст с заданными значениями влажности, засоленности и загрязнения [5].

Для исследования фазового состава влаги готовились пластины размером 30x40x5 мм. Они высушивались до воздушно-сухого состояния. Параллельно приготавливаются пластины из льда, аналогичных размеров, после чего пластины льда и грунта собираются вместе так, чтобы образовалась слоистая кассета, где каждая сухая пластина контактирует с двумя пластинами льда. «Сэндвичи» из параллельных образцов герметизировались и помещались в морозильные камеры с тремя разными

температурами. Данное исследование проводилось при -7 , $-14,9$, $-26,7$ °С. Точность регулировки температуры $\pm 0,1 \dots 0,5$ °С. Через неделю грунтовые пластины извлекались из морозильных шкафов и определялась их влажность весовым методом, которая соответствует количеству незамерзшей воды при заданной температуре. По полученным данным строится график зависимости содержания незамерзшей воды от температуры [1,5].

Оборудование. В процессе исследований была отработана методика определения температуры заморозания-оттаивания на приборе для определения теплофизических характеристик грунтов ИТС-λС-10 (рис.2). В ходе эксперимента по определению теплофизических характеристик происходит измерение температуры в характерных точках тепловой ячейки с заданным интервалом времени (например 10 с). Одной из характерных точек является центр образца, куда помещается температурный датчик. Таким образом, с помощью измерителя теплофизических характеристик ИТС-λС-10 можно получить изменение во времени температуры в центре образца. На основе этих данных были построены термограммы и определена температура оттаивания.

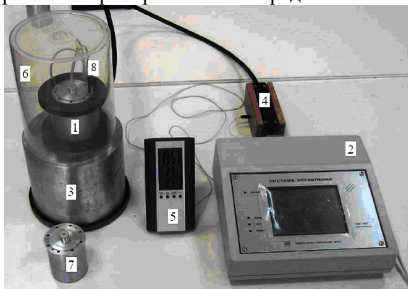


Рис. 2. Измеритель теплофизических свойств грунтов «ИТС-λс-10»: 1 — теплоизмерительная ячейка; 2 — теплофизический контроллер; 3 — массивный металлический блок; 4 — теплозащитная коробка для «холодных» спаев; 5 — цифровой термометр; 6 — тонкостенный прозрачный колпак; 7 — металлический стакан для размещения образца исследуемого материала; 8 - температурные датчики

Несомненным достоинством этого прибора является возможность определения температуры начала заморозания/оттаивания в ходе одного опыта по определению теплофизических характеристик, т.е. на одном образце, что существенно снижает временные затраты, а также минимизирует случайную погрешность определения, возникающую за счет неоднородности образцов [3,4]. Точность определения температуры составляет $\pm 0,15$ °С в цикле оттаивания и $\pm 0,2$ °С в цикле заморозания. Так как для определения теплофизических характеристик необходимо создать большой перепад температур образца и среды, в которую помещается образец (более 40 °С), то невозможно избежать эффекта, связанного с переохлаждением образца. Таким образом, температура оттаивания грунта, определенная с помощью измерителя теплофизических характеристик ИТС-λС-10 в среднем на $0,2-0,5$ °С выше, чем температура заморозания.

Объект исследования. Результаты. Исследование проводилось на модельных грунтах разного гранулометрического состава: песке, супеси, суглинке и глине. Для исследования влияния нефтяного, солевого и нефтесолевого загрязнения готовились грунтовые пасты с различными значениями степени засоленности и нефтяного загрязнения.

Засоление осуществлялось с помощью растворов соответствующей концентрации, для расчета которой использовались следующие формулы:

$$D_{\text{sal}} = (g_s/g_a) \cdot 100,$$

где D_{sal} – засоленность грунта, %, g_s – масса содержащихся в грунте солей, g_a – масса сухой навески грунта (включая массу содержащихся в нем солей);

$$C_{\text{ps}} = D_{\text{sal}} / (D_{\text{sal}} + W_{\text{tot}}),$$

где D_{sal} – степень засоленности грунта, д.е.; C_{ps} – концентрация порового раствора, д.е.; W_{tot} – суммарная влажность грунта, д.е. [10].

Влажность для песка составила – 9%, для супеси – 22%, для суглинка – 25%, для глины – 40%. Добавление нефти проводилось после увлажнения грунта и тщательного его перемешивания. В данной работе рассмотрим результаты, полученные для незасоленных незагрязненных грунтов (рис.3) и грунтов с нефтесолевым загрязнением (рис.2), степень засоленности для которых составила 1%, а нефтяное загрязнение – 8%. Сопоставление данных показало полное совпадение результатов определения температуры начала замерзания/оттаивания исследованных грунтов, полученных на приборах ИПС-1, ИТС-λС-10, ИРТ-2, КСП-4. Данные, представленные на рисунках, получены на приборе ИТС-λС-10 в цикле опытов по определению теплофизических характеристик грунтов.

Рассмотрим термограммы оттаивания незасоленных незагрязненных грунтов (рис.3). Разная влажность образцов обуславливает различия в длительности протекания фазового перехода в исследованных грунтах. Время фазовых переходов увеличивается с увеличением влажности грунта. Так для песка с минимальной влажностью оно минимально и составляет около 850 секунд, а для глины с максимальной влажностью – около 2800 секунд. Температура оттаивания грунта уменьшается в ряду песок-супесь-суглинки-глина от 0 до $-0,4^{\circ}\text{C}$, что полностью подтверждает известные закономерности и является проявлением влияния энергии удельной активной поверхности.

Рассмотрим термограммы оттаивания грунтов с нефтесолевым загрязнением (рис. 4). Закономерность, касающаяся времени фазовых переходов, сохраняется такой же, как и для чистых грунтов, однако время фазовых переходов уменьшается по сравнению с чистыми грунтами. Так для песка время фазовых переходов составляет около 700 секунд, а для глины – около 1900 секунд. Это связано с тем, что в засоленных образцах больше незамерзшей воды и меньше льда по сравнению с чистыми. Также расширяется температурный диапазон, в котором происходят фазовые переходы.

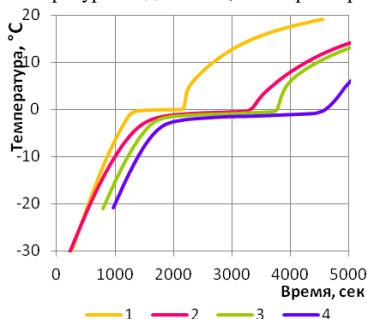


Рис.3. Термограммы оттаивания незасоленных незагрязненных грунтов: 1 – песок, 2 – супесь, 3 – суглинок, 4 – глина

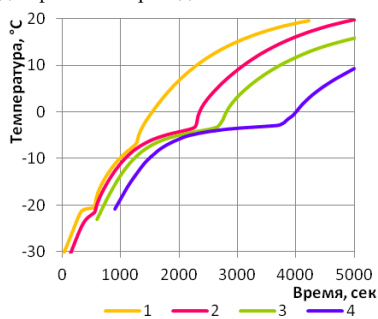


Рис.4. Термограммы оттаивания засоленных ($D_{\text{sal}}=1\%$) загрязненных ($z=8\%$) грунтов: 1 – песок, 2 – супесь, 3 – суглинок, 4 – глина

Температура начала замерзания существенно снижается по сравнению с чистыми грунтами, что объясняется большой засоленностью образцов и как следствие – высокой концентрацией порового раствора. Для песка и супеси в диапазоне температур от -21 до -23°C фиксируется еще один фазовый переход. Он обусловлен образованием криогидрата хлорида натрия. Условия его образования – концентрация раствора 0,23 д.е. и температура -21,2°C. То, что перегиб на графике связан именно с образованием криогидрата подтверждается расчетом концентрации порового раствора C_{ps} при температуре ~ -20°C для исследованных грунтов. Так для песка и супеси концентрация порового раствора составила более 0,23 д.е., а для суглинка и глины – менее 0,23 д.е.

На рисунке 5 приведены данные, полученные для незасоленных незагрязненных грунтов разного гранулометрического состава. Содержание незамерзшей воды увеличивается соответственно от песка к глине и для -15 °C в песке составляет 0,1%, а в глине – 2,8%.

На рисунке 6 приведены данные для грунтов разного гранулометрического состава с максимальными значениями засоленности и нефтяного загрязнения. Характер изменения содержания незамерзшей воды в зависимости от температуры различен для грунтов разного гранулометрического состава. В целом содержание незамерзшей воды увеличивается в ряду песок-супесь-суглинок-глина. Однако при одном и том же засолении 1% изменение содержания незамерзшей воды с понижением температуры в суглинке и глине является монотонным, а в песке и супеси происходит нарушение монотонности. Скачкообразное изменение наблюдается в температурном диапазоне -21...-23 °C.

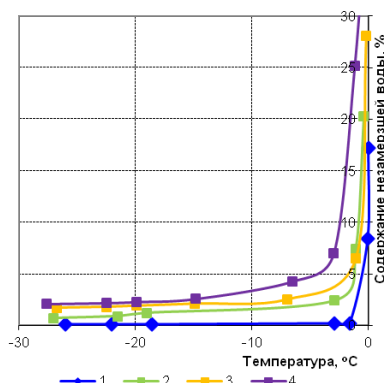


Рис.5. Содержание незамерзшей воды в незагрязненных незасоленных грунтах: 1 – песок, 2 – супесь, 3 – суглинок, 4 – глина

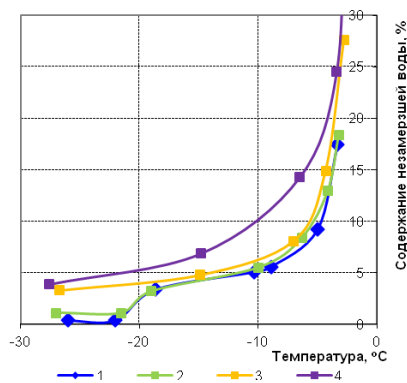


Рис.6. Содержание незамерзшей воды в засоленных ($D_{sal}=1\%$) загрязненных ($z=8\%$) грунтах: 1 – песок, 2 – супесь, 3 – суглинок, 4 – глина

Как было отмечено выше в этом температурном диапазоне происходит формирование криогидрата при достижении эвтектической концентрации раствора. Это наблюдается в песке и супеси, так как количество незамерзшей воды в этих грунтах меньше, чем в суглинке и глине. Это приводит к тому, что концентрация порового раствора при одной и той же засоленности отличается для грунтов разного гранулометрического состава. Для суглинка и глины количество незамерзшей воды в грунте больше и при таких значениях концентрация порового раствора оказывается

меньше, чем эвтектическая концентрация, несмотря на то, что значение засоленности одинаково для всех грунтов.

Лабораторные исследования были проведены для засоленных и загрязненных грунтов, чтобы проследить влияние каждого из факторов в отдельности. Данные, полученные для засоленных грунтов, полностью совпадают с данными, полученными для грунтов с нефтесолевым загрязнением. Данные, полученные для загрязненных грунтов, полностью совпадают с данными, полученными для незасоленных незараженных грунтов.

Выводы.

- на термограммах оттаивания в диапазоне температур от -21,1 до -24 °C фиксируется фазовый переход для образцов песка и супеси; это связано с образованием криогидрата NaCl, обусловленного повышением концентрации порового раствора до эвтектической при промерзании; нефтяное загрязнение не оказывает влияния как на температуру замерзания грунта, так и на температуру образования криогидрата;

- образование криогидрата в песке и супеси также подтверждается расчетом и экспериментальными исследованиями фазового состава влаги в области низких отрицательных температур; в суглинке и глине концентрация порового раствора не достигает эвтектических значений, поэтому образование криогидрата в этих грунтах не происходит; нефтяное загрязнение не оказывает влияние на содержание незамерзшей воды для всех разновидностей грунтов;

- при исследовании влияния нефтесолевого загрязнения на температуру начала замерзания и фазовый состав влаги в грунтах выявлено преобладающее влияние засоления для всех типов грунтов. Таким образом влияние нефтесолевого загрязнения идентично влиянию засоления;

- влияние гранулометрического состава на фазовый состав влаги как в засоленных и загрязненных грунтах, так и в грунтах с нефтесолевым загрязнением заключается в увеличении содержания незамерзшей воды с увеличением дисперсности.

Литература:

1. Алексютина Д.М., Мотенко Р.Г. Теплофизические свойства фазовый состав влаги мерзлых грунтов Уральского берега Байдарской губы // Инженерная геология, М: ПНИИИС, 2013, сс. 36-43
2. Гречищев С.Е., Инстанес А., Шешин Ю.Б., Павлов А.В., Гречищева О.В. Лабораторные исследования замерзания нефтезагрязненных грунтов и модель их структуры при отрицательной температуре // Криосфера Земли, 2001а, т. V, №2, с. 48-53
3. Гречищева Э.С., Мотенко Р.Г. Исследование теплопроводности мерзлого засоленного нефтезагрязненного песка с помощью измерителя ИТС-АС-10. Вестник Международной Академии Холода, Санкт-Петербург, 2013, №2, сс.38-42
4. Зыков Ю.Д., Мотенко Р.Г., Кошурников А.В., Гречищева Э.С., Гунар А.Ю., Озерницкий К.В. Влияние засоления на геофизические и теплофизические свойства нефтезагрязненных пород. Электронный вестник МГОУ, 2013, №2
5. Мотенко Р.Г. Теплофизические свойства и фазовый состав влаги мерзлых засоленных дисперсных пород. Автореф. дисс. на соискание степени к. г-м. н., Москва, 1997
6. Мотенко Р.Г., Колесникова А.А., Журавлев И.И. Экспериментальное исследование фазового состава влаги в мерзлых грунтах, загрязненных нефтями или нефтепродуктами // Консервация и трансформация вещества и энергии в криосфере Земли. Тезисы докладов международной конференции, Пушкино, 2001, с. 101-102
7. Небогина Н.А. Влияние состава нефти и степени ее обводненности на структурно-механические свойства эмульсий. Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. хим. наук, Томск, 2009
8. Солнцева Н.П. Добыча нефти и геохимия природных ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1998, 376 с.
9. Соломонов Н.Г., Десяткин Р.В., Ларионов В.П., Иванов Б.И., Исаев А.П., Борисов З.З. Экологические проблемы освоения нефтегазовых ресурсов в Якутии // Криосфера Земли, 2001, т. V, №4, с. 30-35
10. СП 25.13330.2012. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах, 2012

11. Чувилин Е.М., Микляева Е.С. Полевой эксперимент по оценке нефтяного загрязнения верхних горизонтов многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли, 2005, т. IX, №2, с. 60-66
12. Шевченко Л.В., Ширшова И.В. Прочностные свойства мерзлых глинистых грунтов // Геоэкология, 2008, №1, с. 78-84
13. Шешин Ю.Б., Горбунов В.П., Кулагин Б.А. Влияние нефтепродуктов на прочностные свойства мерзлых грунтов / В сб.: Методы изучения криогенных физико-геологических процессов. М.: ВСЕГИНГЕО, 1992, с. 30-34
14. Biggar K.W. Contaminant Behaviour and Impact in Permafrost Soils. Review of Processes and Potential Impacts. Environment Canada, Northern Division, 2004, 16 p.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАРЯДА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕРЕН ЛЬДА В СУСПЕНЗИИ МОНТМОРИЛЛОНИТА

В. Е. Остроумов

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
Пушино, Россия; e-mail: v.ostroumov@rambler.ru

Изучены особенности заряда поверхности зерен льда в мерзлой суспензии монтмориллонита. Для оценки знака заряда поверхности зерен льда использована методика, основанная на анализе кривых выхода дисперсных частиц при объемном оттаивании образцов незасоленного фирна, содержащего монтмориллонит. Известно, что в суспензиях монтмориллонита в условиях нейтральной и щелочной реакции поверхность дисперсной фазы имеет отрицательный заряд относительно жидкости. Кривые выхода монтмориллонита, полученные в экспериментах с оттаивающей суспензией, имеют максимум в конце оттаивания и по форме близки к кривым выхода анионов в случае разбавленных ионных растворов. Задержка выхода дисперсной фазы, наблюдаемая в экспериментах с суспензией монтмориллонита, объясняется торможением отрицательно заряженных частиц при взаимодействии с положительно заряженной поверхностью кристаллов льда. Показано, что в незасоленной суспензии монтмориллонита поверхность кристаллов льда сохраняет положительный заряд.

ESTIMATION OF THE ICE GRAIN SURFACE FOR THE MONTMORILLONINE SUSPENSION

V. E. Ostroumov

Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science RAS,
Pushchino, Russia; e-mail: v.ostroumov@rambler.ru

An electric charge sign of the ice grain surface was examined for the dispersed ice which contained clay phase. The surface of montmorillonite particles has a negative charge in a water suspension in neutral and alkaline media. The montmorillonite clay was used as a phase with stabile charge under pH>6.5 to estimate the ice surface charge sign. We analyzed the output curves of montmorillonite particles during thawing of the clay containing firn. The experimental curves of clay phase output had maxima at the final stages of firn thawing. The late output of montmorillonite particles is explained with the clay adsorption at the surface of ice grains. The adsorption of negatively charged clay particles takes place in the system with the positive charged ice surface. The observed shape of output curves indicates that the surface of ice particle has positive charge.

Строение и свойства дисперсных систем во многом определяются соотношением зарядов поверхности твердофазных компонентов относительно жидкости. В мерзлых грунтах наряду с зарядом минерально-органической матрицы важная роль в

формировании свойств принадлежит поверхности кристаллов и агрегатов льда. При замерзании чистой воды и разбавленных растворов на фронте происходит разделение зарядов, и возникает потенциал кристаллизации. Это происходит за счет разделения зарядов и неодинаковой подвижности заряженных частиц (дефектов) во льду в существенно нестационарных условиях. [2, 8]. Во многих случаях при промерзании во льду накапливаются в основном избыточные катионы и положительно заряженные дефекты структуры, что формирует его положительный заряд относительно жидкости. Многочисленные исключения, когда лед приобретает отрицательный заряд, описаны, в частности, в работе [6]. После замерзания при длительной выдержке льда в изотермических условиях в распределении дефектов, примесей и других носителей заряда наступает состояние, близкое к равновесному. При этом знак поверхностного заряда частиц льда не всегда сохраняет соответствие со знаком потенциала промерзания. Различия в структуре льда и незамерзшей жидкости всегда поддерживают поверхность кристаллов в заряженном состоянии, а изоэлектрическая точка легко меняет свое значение под влиянием температурных флуктуаций и других факторов. В мерзлых грунтах сохранению поверхностного заряда льда способствует стабильно существующая разница между кристаллическими структурами минеральных частиц и льда. По сравнению с растворами солей мерзлые грунты – существенно более сложные системы, и закономерности изменчивости поверхностного заряда льда в них остаются недостаточно изученными. В настоящей работе оценивается устойчивость знака заряда льда при взаимодействии с поверхностью минеральной фазы на примере монтмориллонита.

Ранее в опытах с разбавленными растворами простых солей для определения знака заряда поверхности льда была использована методика, основанная на сравнении формы кривых выхода заряженных частиц при оттаивании дисперсного льда [7]. В рамках этой методики сравнивались кривые выхода анионов и катионов при объемном таянии фирна, приготовленного из разбавленного раствора простой соли.

Концентрация натрия здесь определялась методом пламенной фотометрии, а хлора argentометрическим титрованием. О знаке заряда поверхности частиц неподвижной фазы (льда) при таком подходе можно судить по скорости выхода заряженных частиц из тающего образца.

В случае разбавленного раствора хлорида натрия быстрый выход катионов (натрий) (рис.1) происходил за счет их вытеснения одноименным (положительным) зарядом поверхности льда в подвижные слои жидкости, удаленные от поверхности ледяных частиц.

Наблюдаемое в опытах запаздывание выхода анионов (хлорид) (рис.2) объяснялось их торможением вследствие электростатического притяжения к положительно заряженной поверхности льда.

Рассмотренная методика позволяет судить о знаке заряда поверхности ледяных зерен по форме кривых выхода подвижных зарядов при таянии дисперсного льда.

В данной работе при сохранении общей схемы методика была изменена для работы с образцами, содержащими твердую минеральную дисперсную фазу. Опыты проводились с фирном, содержащим монтмориллонит. В работе В. И. Осипова и В. Н. Соколова [1] и трудах других исследователей показано, что на базальных плоскостях кристаллов монтмориллонита в широком диапазоне условий устойчиво сохраняется отрицательный заряд. При $pH > 6.5$ отрицательный заряд несут и поверхности боковых сколов монтмориллонита. На основе хорошо изученных оптических свойств суспензий монтмориллонита [3, 5] развиты методы измерения его концентрации. Среди доступных и надежных методик распространен способ, основанный на измерении

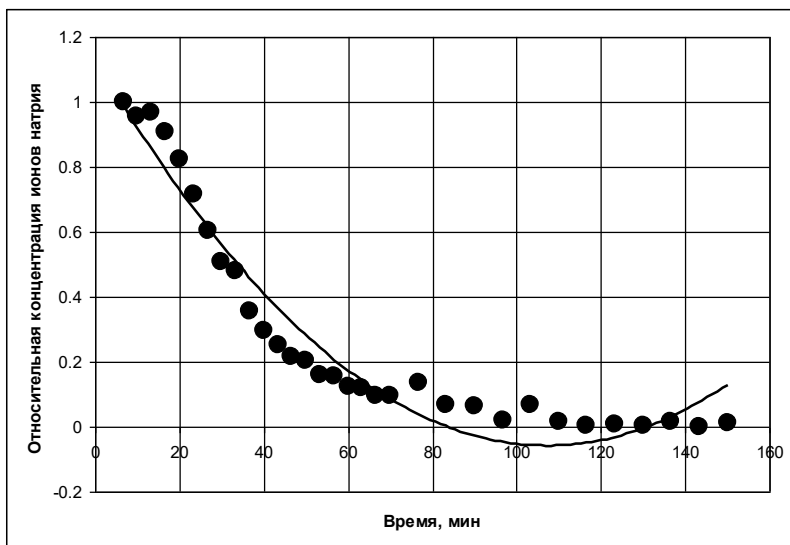


Рисунок 1 Выход катионов (Na^+) при таянии дисперсного льда. Ранний выход катионов связан с их относительно высокой подвижностью за счет вытеснения от одноименно заряженной поверхности частиц льда. Здесь и на рис.2 концентрация NaCl составляет 10^{-4} массовых долей

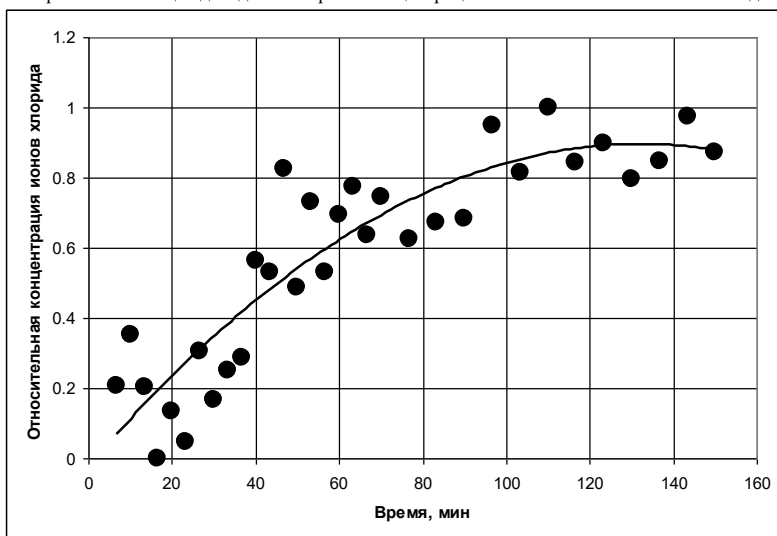


Рисунок 2 Выход анионов (Cl^-) при таянии дисперсного льда. Торможение выхода анионов объясняется их электростатическим взаимодействием с положительно заряженной поверхностью частиц льда.

оптической плотности [9, 4], которая позволяет с высокой точностью измерять концентрацию монтмориллонитовых суспензий.

При подготовке образцов монтмориллонит однородно вносился в чистый фирн в виде тонкого обезвоженного порошка при температуре около -25°C . По сравнению с вариантом приготовления фирна замораживанием жидкой суспензии, при внесении в образец сухой глины снижается вероятность помех за счет механической задержки подвижных глинистых частиц внутри агрегатов льда во время массопереноса при таянии. Количество вносимой глины определялось, с одной стороны, с расчетом, чтобы ее концентрация на выходе из колонки можно было уверенно определять с помощью экстинкции. С другой стороны, стремились не превышать критическую концентрацию, выше которой кривые выхода перестают отражать различия, связанные с взаимодействиями между минеральными частицами и поверхностью льда. Удобным оказался уровень весовой концентрации монтмориллонита в 2000 мг/кг.

Однородный фирн, содержащий примесь монтмориллонита в указанной концентрации, загружался в цилиндрические сосуды диаметром 12 см и высотой 20 см и более месяца выдерживался в изотермических условиях при температуре -12°C для наступления равновесного состояния. Затем цилиндр переносился в камеру с температурой -4°C , где также выдерживался перед оттаиванием несколько суток. Далее образец в цилиндре помещался в ячейку, термостатированную при $+2^{\circ}\text{C}$, в которой сквозь фирн в нисходящем направлении медленно пропусклся воздух с температурой $+2^{\circ}\text{C}$ на входе в цилиндр. Воздух подавался однородным в плане потоком через перфорированную распределительную пластину в верхней части цилиндра с образцом. В нижней части цилиндра воздух свободно выходил из образца вместе с талой жидкостью. Оттаивание дисперсного льда в таком цилиндре обеспечивало фильтрацию воздуха и воды равномерно по большому числу каналов и сообщающихся пор. Таяние происходило как процесс, близкий к однородно распределенному в объеме.

На выходе из ячейки через равные промежутки времени отбирали фракции жидкой суспензии. В жидкости измеряли оптическую плотность на длине волны максимального поглощения излучения суспензией. Это обеспечивало достаточную точность измерений и позволяло получать достоверные данные о динамике концентрации глинистых частиц в течение оттаивания образцов дисперсного льда.

Измерения концентрации глинистых частиц во взвеси проводили на колориметре Spescol-11 в режиме экстинкции на длине волны 530 нм, при которой в исследуемых образцах наблюдался максимум поглощения. Эта длина волны входит в диапазон 450-650 нм, рекомендованный авторами исследования [9]. Данные, полученные с детектора прибора, переводили из единиц интенсивности оптического сигнала в единицы поглощения, а затем нормировали для возможности сравнения формы кривых выхода различных компонентов. Часть образцов центрифугировали с целью освобождения от минерального осадка и в надосадочной жидкости измеряли pH порового раствора для контроля возможного выхода реакции среды за пределы условий устойчивости отрицательного заряда на боковых сколах кристаллов монтмориллонита. pH измеряли комбинированным электродом SenTix-97T с помощью pH-метра WTW-325. Измеренные значения не были постоянными, но находились в пределах от 6.8 до 7.7 единиц pH. Наблюдаемые изменения реакции среды трудно рассматривать как случайные. По-видимому, они связаны с неравномерным в процессе таяния выходом в раствор компонентов, влияющих на pH. Результаты измерений pH гарантировали устойчивое сохранение условий, при которых заряд поверхности минеральных частиц имеет положительный знак на всем протяжении таяния образцов.

Рисунок 3 показывает форму кривой выхода монтмориллонита из колонки. По мере таяния концентрация монтмориллонита постепенно возрастает, достигая

максимума на заключительном этапе, когда разрушались последние части тающего льда.

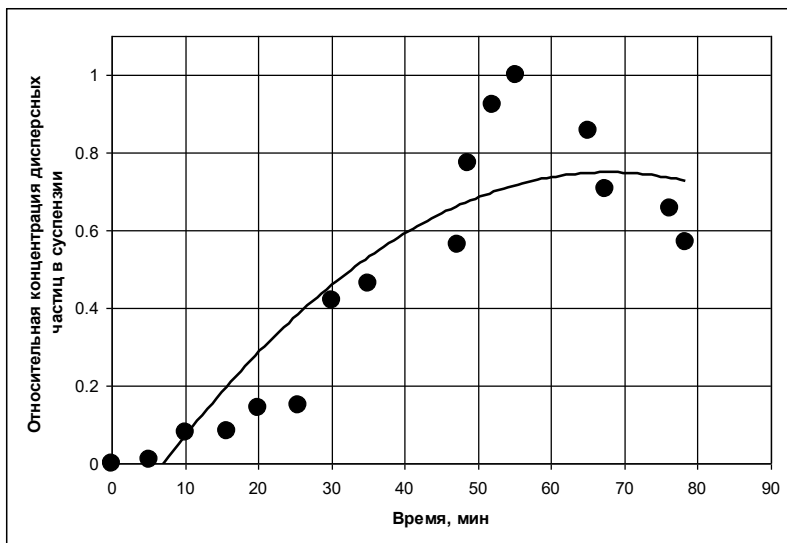


Рисунок 3. Выход дисперсных частиц при таянии суспензии монтмориллонита. Концентрация суспензии нарастает к окончанию таяния. Задержка выхода отрицательно заряженных дисперсных частиц объясняется их торможением за счет взаимодействия с положительно заряженной поверхностью зерен льда.

Сравнивая данные по динамике выхода различных носителей зарядов можно видеть, что кривые выхода монтмориллонита (рис.3) и хлорид - анионов (рис. 2) имеют похожую форму. В обоих случаях наибольшая концентрация наблюдаются на заключительных стадиях плавления образцов. Кривая выхода катионов (натрий, рис. 1), напротив, имеет в целом нисходящую форму, которая отражает ранний выход положительно заряженных частиц.

Наблюдаемое запаздывание выхода дисперсных частиц при оттаивании фирна, содержащего монтмориллонит, объясняется их торможением при взаимодействии с противоположно заряженной поверхностью зерен льда и свидетельствует о том, что поверхность ледяных частиц заряжена положительно.

Полученные данные показывают, что заряд частиц льда при взаимодействии с монтмориллонитом в нейтральной и слабощелочной среде сохраняет положительный знак.

Литература

- Осипов В. И., Соколов В. Н. Микроструктура глинистых грунтов. М.: Недра, 1989, 211с.
- Шавлов А.В. Механизм разделения зарядов на фронте кристаллизации. Журнал физической химии. 1990, т.64, №1, с.95-105.
- Banin A., Lahav N. Particle size and optical properties of montmorillonite in suspension. Israel Journal of Chemistry, 1968, v. 6, pp 235-250.
- Grigar T., Hradil D., Bezdik P., Dous B., Apek L., Schneeweiss O. Fe(III)-modified montmorillonite and bentonite: synthesis, chemical and UV-VIS spectral characterization, arsenic sorption, and catalysis of oxidative dehydrogenation of propane. Clays and Clay Minerals. 2007, v. 55, # 2, pp 165–176.

5. Lahav N. Particle geometry and optical density of clay suspensions. *Clays and Clay Minerals*, 1971, Vol. 19, pp. 283-288.
6. Murphy E. The generation of electromotive forces during the freezing of water. *Journal of Colloid and Interface Science*. 1970, v.32, #1, pp 1-11.
7. Ostroumov V. An estimation of the ice crystal charge sing for complicated solution. 2015. Abstracts of the International Conference: Permafrost in the XXI Century. Basic and applied researches. Pushchino, 2015, pp.37-38.
8. Petrenko V. F., Whitworth R. W. *Physics of Ice*. Oxford University Press. 1999. 408 p.
9. Schramm L., Kwak J. Influence of exchangeable cation composition on the size and shape of montmorillonite particles in dilute suspension. *Clays and Clay Minerals*, 1982, v. 30, # 1, pp 40-48.

ЛАБОРАТОРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗОНЫ КОНТАКТА ПРИПАЙНЫХ ЛЬДОВ С ДОННЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

¹А.Н.Хименков, ²В.Е. Гагарин, ²А.В. Кошурников, ²В.В. Скосарь

¹Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия, *e-mail: a_khimenkov@mail.ru*

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
e-mail: msu-geophysics@mail.ru

Доклад посвящён лабораторному моделированию зоны контакта припайных льдов с донными отложениями. Данный природный объект является одним из наименее изученных в геокриологии. Рассмотрены результаты кристаллизационной дифференциации при промерзании минерализованных вод и суспензий. Выявлены особенности развития сильноминерализованного слоя воды между осадком и припайным льдом. Проанализированы закономерности формирования криогенного строения верхней части донных осадков, зоны контакта с припайными льдами.

LABORATORY MODELING OF THE CONTACT ZONE OF LANDFAST ICE WITH SEDIMENTS

¹A. N. Khimenkov, ²V.E. Gagarin, ²A.V. Koshurnikov, ²V.V. Skosar.

¹Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS, *e-mail: a_khimenkov@mail.ru*

²Lomonosov Moscow State University, *e-mail: msu-geophysics@mail.ru*

The main focus of the report is the simulation of the contact zone of landfast ice with sediments in laboratory. This natural object is one of the least studied in Geocryology. Authors discuss the results of fractionation during the freezing of saline groundwater, and suspensions. They also have revealed the peculiarities of development of highly saline water layer between sediment and ice, and have analyzed the regularities of formation of cryogenic structure of the upper part of the sediment of the zone of contact with the landfast ice.

Зона контакта припайных льдов с донными отложениями является одним из наименее изученных объектов геокриологии. Она включает в себя: слой морской воды, из которой формируется припайный лёд, верхнюю часть субаквальных осадков, промежуточный слой между ними, представляющий собой слой морской воды с повышенной, в результате криометаморфизма, минерализацией. Изучение зоны контакта припайных льдов с донными отложениями осложняется разнообразием природных факторов, таких как изменчивость вещественного состава осадков, различие минерализация поверхностных вод и поровых растворов отложений, особенностями льдообразования в различных средах. В полевых условиях весьма затруднительно проанализировать роль того или иного природного фактора влияющего на льдообразование. Это можно сделать только при лабораторных исследованиях, которые

позволяют варьировать условия промерзания, состав осадков их влажность и минерализацию поровых вод. В настоящей публикации представлены материалы многолетних исследований проведенных авторами в лабораториях ПНИИИСа в 80х годах 20 века и продолженных в Мерзлотной лаборатории Кафедры геокриологии МГУ им. М.В. Ломоносова в настоящее время.

Формирование льда в минерализованных растворах. Рассмотрение особенностей формирования зоны контакта припайных льдов с донными осадками, следует начать с анализа особенностей кристаллизации морской воды. Формы ледяных кристаллов, растущих в растворах, своеобразны. Пластинчатое строение кристаллов льда и обусловленная им ребристость формируются в результате кристаллизации из воды, содержащей растворимые примеси, которые располагаются через более или менее равные промежутки в виде тончайших прослоек по базисным плоскостям кристаллов. Соли вытесняются к периферии области роста зародыша. Внутри формирующегося кристалла образуются «клетки» и «каналы» из ячеек раствора повышенной концентрации (рис. 1). Поверхность фронта кристаллизации льда

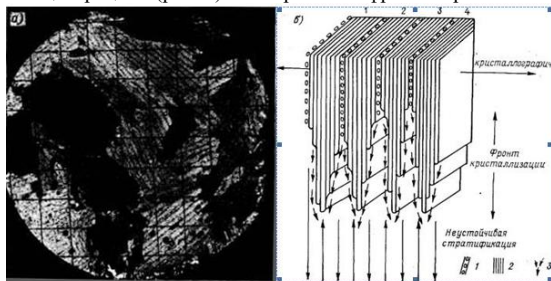


Рис. 1. Агрегат кристаллов льда с одинаковой кристаллографической ориентировкой, с включениями засолённого раствора вдоль базисных плоскостей [1]

а — горизонтальное сечение кристаллов-агрегатов льда типа В2 (увеличено в 2 раза; хорошо просматривается сечение элементарных кристаллов-волокон); б — схематический разрез расположения в кристалле-агрегате элементарных кристаллов-волокон (1—4) у нижней поверхности ледяного покрова (увеличено в 10 раз). 1 — включения рассола и пузырьков воздуха; 2 — границы базисных пластинок (плоскости трансляции кристалла льда); 3 — направление стока рассола.

становится борозчатой. Процессы выпадения кристаллогидратов солей и миграция рассолов определяют отвердевание поликристаллического ледяного образования. Растворенные соли в ходе роста распределяются между элементарными пластинками внутри кристаллов и между ними.

На рисунке 2 представлена поверхность кристалла льда, растущего в воде с минерализацией 30‰. Хорошо видна серия параллельных выступов на поверхности растущего кристалла льда.

Данное строение кристаллов засолённого льда и условия его формирования описаны П.А. Шумским в 1955г. «В солёных льдах рассол образует прослойки в базисных плоскостях кристаллов, разделяющих кристаллы на ряд пластинок. Чем быстрее происходила кристаллизация и чем больше концентрация солей, тем толще прослойки рассола (до нескольких миллиметров при близкой к нулю температуре). И тем тоньше относительно разделяемые ими элементарные пластинки льда» [2 с. 102]. Наши исследования показали, что данное положение, высказанное в отношении

формирования льда в минерализованных растворах, справедливо и по отношению к водам с минеральными включениями, в том числе и пресным.

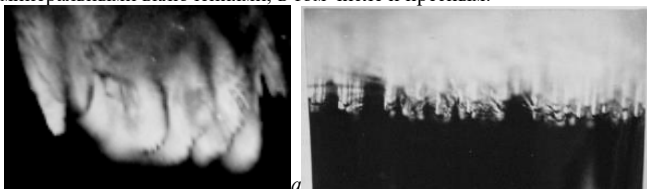


Рис. 2 Растущая поверхность льда (вид сбоку) а) минерализация воды 30‰ Увеличение 60^х; б-дистиллированная вода Увеличение 60^х. Фото В.Е. Гагарина В.Е.

Кристаллизация пресной воды с минеральными примесями. Придонные воды отличаются большим содержанием взвешенных минеральных частиц. Верхняя часть суббавальных осадков, как правило, водонасыщена. Поэтому рассмотрение контактной зоны обязательно должно включать в себя изучение влияния содержания минеральных частиц в воде на льдообразование. С этой целью проводились опыты по одностороннему промораживанию дистиллированной воды, в которой постепенно увеличивалась концентрация минеральных примесей. В качестве примеси использовался порошок каолиновой глины.

Эксперименты показали, что при увеличении содержания минеральных примесей, во льду формировались кристаллические структуры похожие по внешнему виду на полосчатую структуру морских льдов (см. выше). Начиная с концентрации 13,5% примесей, во льду хорошо видны зоны цепочек грунтовых включений расположенных параллельно. При концентрации 28,3% отдельные грунтовые включения сливаются в полосы (рис.3). Грунтовые полосы ориентированы параллельно базисным плоскостям кристаллов льда. Минеральные элементы имеют следующее строение, в базисной плоскости они изометричны, а в других направлениях имеют вытянутую форму (рис. 4). По мере увеличения содержания примесей происходит утолщение, как минеральных слоёв так и прослоев льда от долей мм., до 2-3мм. Исследования в поляризованном свете показали (рис. 5), что каждая система чередующихся параллельных грунтовых и ледяных полос является единым кристаллом (точнее кристаллоагрегатом). В них не наблюдается внутренних границ между отдельными ледяными элементами. В поляризованном свете они имеют одну интерференционную окраску, и один угол погасания.

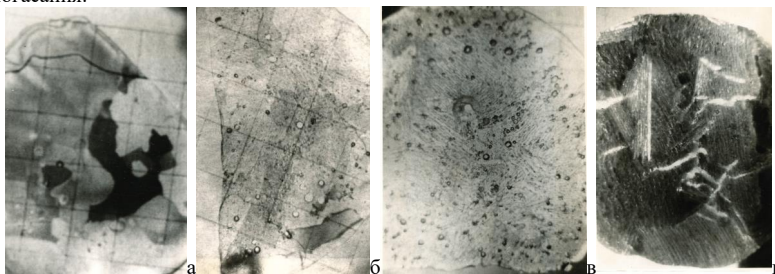


Рис. 3 Распределение примесей в кристаллах льда с различным содержанием грунтовых примесей: а) дистиллированная вода, б) 3,2%, в) 13,5%, г) 28,3% . Фото А.Н. Хименкова

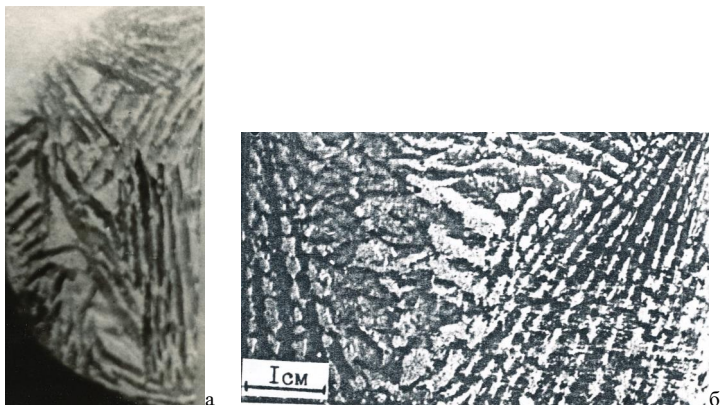


Рис. 4 Криогенное строение образца каолина с начальной влажностью 156%. а) горизонтальный срез; б) вертикальный срез. Фото А.Н.Хименкова

Особенности роста кристаллов льда в воде хорошо объясняет модель, предложенная Х. Фрэнком и В. Вэном в 1957 г. Она довольно успешно объясняет особенности возникновения и роста кристаллов льда [3]. Рост кристаллов льда происходит не постоянно как результат отложения на гранях отдельных молекул, а скачками, за счет присоединения отдельных блоков (кластеров) размером $10^{-7} - 10^{-3}$ см. Это вызывает в отдельных микроблоках изменение кристаллографических осей $\langle C \rangle$ и $\langle a \rangle$ на несколько угловых минут и даже градусов. В кристаллах, образующихся в условиях переохлаждения до -10°C , разориентация отдельных блоков достигает 1-3 угловых градусов, а в случае малых переохлаждений такая разориентация не превышает долей градуса. При малых переохлаждениях (доли градуса C) встраивание кластера становится возможным при практически полном согласовании ориентации кластера с ориентацией растущего кристалла [4].

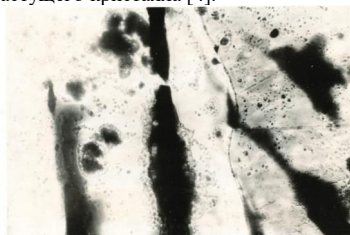


Рис. 5 Пересечение двух зон разноориентированных грунтовых включений (в поляризованном свете) Увеличение $45\times$ Фото Хименкова А.Н.

Минеральные примеси и растворенные соли в ходе роста распределяются между элементарными пластинками внутри кристаллов и между ними. Чем быстрее происходила кристаллизация и чем больше концентрация солей, тем толще прослойки рассола (до нескольких миллиметров при близкой к нулю температуре) и тем тоньше относительно разделяемые ими элементарные пластинки льда. Расстояние между

соседними прослойками минеральных включений в кристалле тем меньше, чем больше концентрация примесей в растворе.

Моделирование формирования зоны контакта припайных льдов с донными осадками. На участках образования припайных льдов наблюдаются криогенные процессы, связанные с увеличением концентрации солей в придонных слоях воды и в верхней части осадков. Эти процессы связаны с оттаиванием солей при формировании ледяного покрова. Между растущим припайным льдом и дном за счет вымораживания формируется слой воды, в котором значения минерализации по сравнению с начальной, увеличивается до 60 – 80 ‰ и более. [5]. Часто этот слой остаётся непромёрзшим всю зиму. По данным Н.Ф.Григорьева [6], в прибрежной части остова Б. Ляховский под ледяным покровом толщиной 1.5 м, в верхнем полуметровом слое грунтов минерализация поровых растворов составила 43 ‰, на глубине 3 м – 20 ‰ и на глубине 4.5 м – 5 ‰. Данное распределение минерализации поровых растворов приводит к тому, что в наиболее минерализованном слое льдовыведение не происходит, хотя вся толща осадков находится в мёрзлом состоянии. Моделирование данного процесса в лаборатории показало аналогичный результат (рис. 6б). Между слоем льда и мерзлым грунтом остаётся слой высокоминерализованной незамёрзшей воды. В верхнем 2-сантиметровом слое грунта льдообразование не наблюдается, что связано с повышением минерализации в нём порового раствора. Ниже формируется типичная для морских отложений криотекстура из тонких (доли мм.) субвертикальных шлиров (6б).

В лаборатории были созданы условия промораживания, позволяющие создать зону контакта льда с грунтом без прослоя высокоминерализованной воды (рис. 6а).

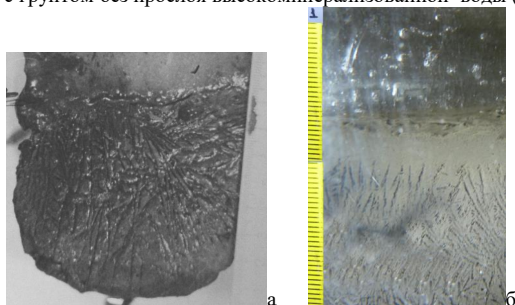


Рис. 6 Криогенное строение грунтов промораживаемых через слой минерализованной воды: а) вода отжимается из зоны контакта льда с грунтом; б) между грунтом и льдом остаётся слой незамёрзшей воды. Фото В.Е. Гагарина

В этом случае слой осадка с пониженным льдообразованием выражен слабее. В целом криогенное строение грунта оказалось близким криогенному строению образцов с не промёрзшим слоем воды, т.е. сформировались вертикальные и субвертикальные шлиры. Следует отметить, что появление даже незначительного слоя высокоминерализованных вод на контакте льда и грунта прерывает рост кристаллов льда. Ниже этого слоя формируется другой тип ледяных образований – мелкие вытянутые в субвертикальном направлении ледяные шлиры. По внешнему виду промёрзшие осадки выглядят мёрзлыми, шлиры льда хорошо выражены. Однако по физико-механическим свойствам мёрзлые осадки практически не отличались от талых. Между шлирами льда грунт оказался немерзлым. Грунтовые частицы легко сдвигаются между ледяными пластинками при малейшем нажатии. И.Р. Плахотом [7] в

естественных условиях сходное криогенное строение отмечается в донных илах, смерзшихся с припайным льдом.

Зона контакта припайных льдов с донными отложениями в пресных водоёмах несколько отличается от прибрежно-морских условий. Кристаллы льда приближаясь к донным осадкам незначительно уменьшаются в размере, вследствие увеличения количества минеральных и воздушных примесей. Тем не менее без разрывов врастают в грунт. При этом крупные кристаллы льда преобразуются в слоистые (рис. 7), аналогичным рассмотренным выше (рис. 3-5). В этом случае никакой промежуточной зоны между льдом и осадком не образуется. Промёрзший грунт консолидирован и обладает значительной прочностью.

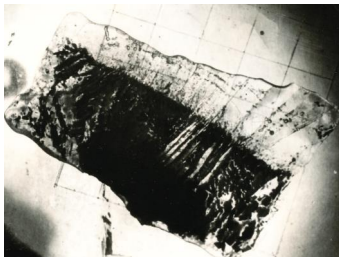


Рис. 7 Контакт льда из пресной воды и осадка. Фото А.Н. Хименкова.

Закключение. Структурно-текстурные особенности льдов сформированных из минерализованных растворов и растворов пресной воды с большим количеством минеральных примесей имеют большое сходство. Данное сходство определяется единым механизмом, который можно отнести к кристаллизационной дифференциации. Солевые и минеральные примеси в процессе кристаллизации распределяются между элементарными кристаллами льда, растущими параллельно друг другу вдоль базисных плоскостей и образующих в итоге кристаллоагрегаты, ведущие себя как единое целое.

На границе припайного льда и грунта формируется слой высокоминерализованной воды, не содержащей льда. Минерализация данного слоя будет зависеть от температуры его промораживания. Толщина слоя высокоминерализованной воды между льдом и промерзшим осадком варьируется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров.

Льдообразование, характерное для припайного льда в высокоминерализованном слое прерывается. Ниже этого слоя, уже в толще осадка, льдообразование существенно изменяется. В осадках с большой влажности и минерализации порового раствора формируется густая сеть из тонких шлиров с субвертикальной ориентировкой (рис 6). В этих условиях льдообразование продолжается в фазе свободного роста, но крупных кристаллоагрегатов не формируется. Лед растёт в виде элементарных разно-ориентированных ледяных пластинок.

Для пресноводных условий особенности льдообразования на контакте припайного льда и осадка отличаются от морских. Здесь кристаллы льда без разрывов врастают в осадок, обеспечивая прочное смерзание. Какого либо промежуточного слоя, отделяющего припайный лёд от мёрзлого осадка, не наблюдается.

Литература

1. Бородачев В.Е., Гаврило В.П., Казанский М.М. Словарь морских ледовых терминов. СПб: Гидрометиздат. 1994. 127 с.
2. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М: Изд-во АН СССР. 1955. 491с.

3. Frank H.S., Wen W.-Y. Structural aspects of ion-solvent interaction in aqueous solutions a suggested picture of water structure. *Discu. Faraday Soc.*, 24, 1957, p. 133-136.
4. Голубев В.Н. Структурное ледоведение. Теоретические основы конгеляционного льдообразования. М: Изд-во МГУ. 1999. 104с.
5. Соловьев В.А. Криолитозона шельфа и этапы ее развития. // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983. с. 185-192
6. Григорьев Н.Ф. Многолетнемерзлые породы Приморской зоны Якутии. М.: Наука, 1966, 80 с.
7. Плахт И.Р. Палеогеография кайнозоя и условия формирования мерзлоты восточного побережья моря Лаптевых. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. М.: Изд-во МГУ. 1977. 19 с.

ЗАВИСИМОСТЬ ФАЗОВОГО СОСТАВА МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ ЯМАЛА ОТ СОДЕРЖАНИЯ ВОДОРАСТВОРИМЫХ СОЛЕЙ И ОРГАНИКИ

¹В.Г. Чеверев, ¹Е.В. Сафронов, ¹А.И. Шульга, ¹А. А. Шиманов, ²Т. В. Вшивцева

¹МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия; *e-mail: cheverev44@mail.ru*

²ООО «Лаборатория геоинновационных технологий МГУ», Москва, Россия,
e-mail: kras_varan@mail.ru

Усовершенствован десорбционный метод определения содержания незамерзшей воды в грунтах в плане существенного сокращения времени проведения опыта, а так же использования метода для заторфованных и засоленных грунтов. Проведен сравнительный анализ данных определения содержания незамерзшей воды десорбционным, контактными и расчетными методами. Использование десорбционного метода для засоленных и заторфованных грунтов выявило хорошую воспроизводимость результатов. Выявлены зависимости содержания незамерзшей воды и температуры начала заморозания-оттаивания от засоленности и заторфованности грунтов Ямала.

PHASE COMPOSITION OF FROZEN SOILS OF YAMAL DEPENDENCE ON CONTENT OF WATER-SOLUBLE SALTS AND ORGANIC

¹V.G. Cheverev, ¹E.V. Safronov, ¹A.I. Shulga ¹A. A. Shimanov, ²T. B. Vshivtseva

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; *e-mail: cheverev44@mail.ru*

²LLC "Laboratory of innovation technologies of the MSU", Moscow, Russia, *e-mail: kras_varan@mail.ru*

Improved absorption method for determining the content of unfrozen water in the ground in terms of a significant reduction in the time of the experience as well as in terms of the method for peaty soils and saline. A comparative analysis of the results of the determination of unfrozen water stripping, contact and calculation methods. Using the absorption method to saline and peaty soils showed good reproducibility. The dependences unfrozen water content and temperature of freezing and thawing of the soil salinity and peat content soils of Yamal.

Выявление закономерностей влияния содержания водно-растворимых солей и органического вещества на фазовый состав и свойства мерзлых грунтов является одной из фундаментальных проблем физико-химической и инженерной геокриологии. Изучением фазового состава и свойств таких грунтов занимались многие исследователи: Акимов Ю.П. [2], Брушков А.В. [1], Ершов Э.Д., Мотенко Р.Г., Комаров И.А. [3], Роман Л.Т. [4], Чеверев В.Г. [6-8] и др. Они рассматривали влияние засоленности и заторфованности на свойства грунтов раздельно. Однако анализ данных изысканий в криолитозоне, в частности на п-ве Ямал, показывает, что довольно

широкое распространение имеют засоленно-заторфованные грунты, т.е. одновременно содержащие как водорастворимые соли, так и биогенные остатки.

Основные трудности при освоении таких территорий, сложенных засоленно-заторфованными грунтами, обусловлены высоким содержанием незамерзшей воды и льда, что придает им особые реологические свойства – повышенную сжимаемость и пластичность [1, 4, 5, 7]. Отсюда следует необходимость расчета несущей способности такого грунтового основания при проектировании сооружений по деформациям. Поэтому выявление зависимостей и закономерностей изменения и формирования фазового состава, строения и свойств засоленно-заторфованных грунтов от различных факторов – актуальная проблема.

Целью данной работы являлись экспериментальные исследование закономерностей изменения фазового состава природных грунтов от удельного содержания водо-растворимых солей и органики, отобранных на территории Ямала.

В качестве частного, но важного вопроса, проводилась исследовательская методическая работа по оценки области применимости контактного метода измерения содержания незамерзшей воды в мерзлых грунтах различной степени засоления и дальнейшее развитие перспективного десорбционного метода.

В качестве объекта исследования использовались керны скважин, пробуренных до 30 м глубины в четвертичных отложениях позднего неоплейстоцена и голоцена.

На рисунке 1, в качестве примера, показан график достижения равновесного состояния методом десорбции влажности грунта с эталонным раствором хлористого натрия во времени на примере тяжелого пылеватого суглинка. Образец под номером 1 имел большую природную влажность в 43%, а второй под номером 2 был частично подсушен и испытывался с исходной влажностью в 27%. Несмотря на значительное различие в исходной влажности образцов, через 5 суток десорбции графики сблизились и далее шли синхронно. Это указывает на хорошую сходимость метода десорбционного определения содержания незамерзшей воды. При этом полную зависимость $W_w(T)$ для тяжелого суглинка можно получить всего за две недели. Проведение измерения содержания незамерзшей воды десорбционным методом можно существенно ускорить, если вентилировать паровоздушную среду, в которой находятся испытуемые образцы.

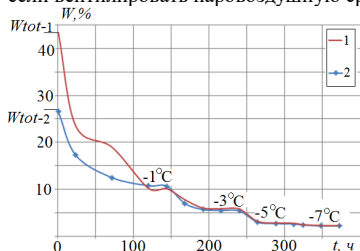


Рис.1 Изменение влажности (W) образцов суглинка тяжелого пылеватого во времени (t) при их разной начальной влажности (W_{tot}) по мере достижения равновесного влагосодержания, которое соответствует содержанию незамерзшей воды при разных температурах ($-1, -3, -5, -7^{\circ}\text{C}$). Десорбционный метод [7, 8]

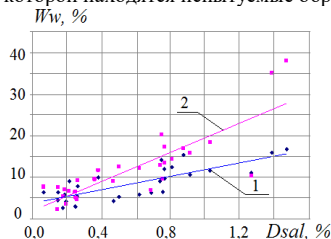


Рис. 2 Сравнительные результаты измерения содержания незамерзшей воды (W_w) в пылеватых песках в зависимости от их засоления (D_{sal}), полученные десорбционным (1) и контактным (2) методами

Определение температуры начала замерзания проводились для пылеватых песков с общим содержанием органики в диапазоне 1-4 % и засоленностью 0,2-1%. Для оценки влияния засоленности строились зависимости температуры начала замерзания T_{bf} (далее по тексту T_{bf}) не от засоленности грунтов, а от расчетной концентрации порового раствора этих грунтов, поскольку природная влажность песков варьировала от 19 до 23%.

Для исключения влияния органического компонента в песках на температуру начала замерзания, часть образцов подвергли прокаливанию при температуре 280 °С. При этом было выявлено, что температура замерзания прокаленных образцов практически совпадает с температурой замерзания порового раствора в образцах, полученной расчетным путем (пунктирная линия). При этом T_{bf} исходных заторфованных образцов была существенно ниже прокаленных (рис. 2).

Так же было оценено характерное влияние засоленности заторфованных песков на их фазовый состав в мерзлом состоянии. Для образцов проводились определения содержания незамерзшей воды десорбционным методом при температурах -1, -3, -5, -7 °С десорбционным методом и -4 °С контактным методом. Определение незамерзшей воды грунтов различной степени засоления контактным методом показали низкую сходимость результатов, напротив, десорбционный метод, показал высокую сходимость результатов.

Кроме того, проводились эксперименты по определению влияния фазового состава и T_{bf} для супесей с характерной определенной концентрацией порового раствора в диапазоне от 0,05 до 0,2% (природная влажность имела разброс от 14 до 52%), результат которых позволил выявить зависимость T_{bf} от концентрации их порового раствора. Выявить характерную зависимость содержания незамерзшей воды от засоленности и органического компонента не удалось из за высокого разброса значений определяемого содержания незамерзшей воды в зависимости от вариативности гранулометрического состава супесей.

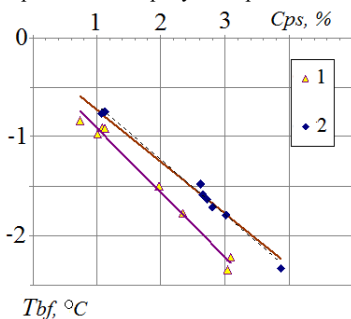


Рис. 3 Зависимость температуры начала замерзания (T_{bf}) от концентрации порового раствора (C_{ps}) для пылеватого (1) и заторфованного (2) песка

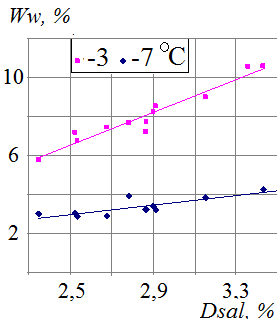


Рис. 4 Зависимость содержания незамерзшей воды (W_w) от засоленности (D_{sal}) заторфованного пылеватого песка при температурах -3 и -7 °С

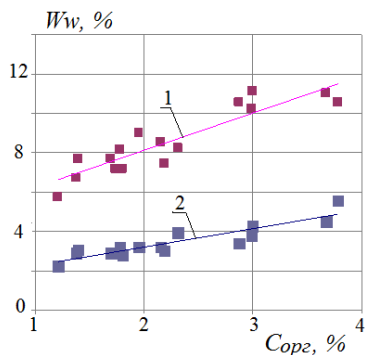


Рис. 5 Зависимость содержания незамерзшей воды, определенной для температур -3 (1) и -7 (2) °С от содержания органического компонента в пылеватых песках.

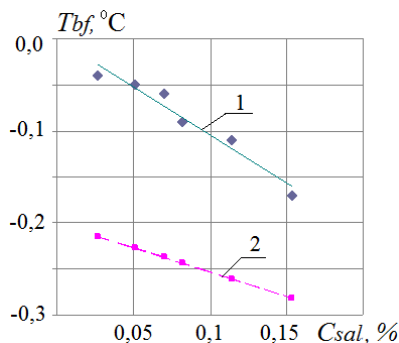


Рис. 6 зависимость T_{bf} супесей от концентрации порового раствора C_{sal} (1) и температуры замораживания порового раствора, полученную расчетом (2)

Литература

- 1 Брушков А.В. Засоленные мерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и свойства / М.: Изд-во МГУ, 1998, 332 с.
- 2 Ершов Э.Д., Акимов Ю.П., Чеверев В.Г. и др. Фазовый состав влаги в мерзлых породах. М., Изд-во МГУ, 1979. - 190 с.
- 3 Ершов Э.Д., Мотенко Р.Г., Комаров И.А. Экспериментальные исследования теплофизических свойств и фазового состава влаги засоленных мерзлых грунтов / Геоэкология, 1999. №3. С.232-242.
- 4 Роман Л.Т. Мерзлые торфяные грунты как основания сооружений. – М.: Изд-во: «Наука» Сибирское отделение, 1987. 223с.
- 5 СП 25.13330.2012. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах
- 6 Чеверев В.Г. Свойства связанной воды в криогенных грунтах / Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 2. С. 30-41.
- 7 Чеверев В.Г. Природа криогенных свойств грунтов. – М.: Научный мир, 2004. – 234 с.
- 8 Чеверев В.Г., Видяпин И.Ю., Мотенко Р.Г., Кондаков М.В. Определение содержания незамерзшей воды в грунтах по изотермам сорбции-десорбции / Ж. Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 4, с. 29-33.

Часть 9

МЕХАНИКА МЕРЗЛЫХ ПОРОД

ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЛЗУЧЕСТИ МЕРЗЛЫХ ЗАСОЛЕННЫХ ГРУНТОВ

С.С. Волохов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, Москва, Россия, volokhov@geol.msu.ru

Получены параметры ползучести мерзлых засоленных грунтов. Анализируются зависимости деформационных параметров от температуры и режима нагружения образцов мерзлых засоленных грунтов.

CREEP CHARACTERISTICS OF FROZEN SALINE SOILS

S.S. Volokhov

Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Geocryology, Moscow, Russia, volokhov@geol.msu.ru

The parameters obtained of the creep of frozen saline soils. The dependences analyzed of the deformation parameters on temperature and loading conditions of samples of frozen saline soils.

Введение. Хозяйственное освоение Арктического побережья Северного Ледовитого океана осложнено широким распространением на этой территории засоленных мерзлых пород. Несмотря на имеющиеся многочисленные исследования, недостаточно изученными остаются физико-механические и прочностные свойства засоленных мерзлых грунтов, в том числе и их деформационные характеристики. Последнему вопросу посвящена настоящая работа.

Широко известным уравнением, описывающим ползучесть мерзлых грунтов, является уравнение, полученное С.С. Вяловым на основе технической теории упрочнения [7]:

$$\varepsilon = (\sigma/\xi)^{1/m} \cdot t^{\beta}, \quad (1)$$

где ε – относительная деформация образца, σ – напряжение, t – время, β , m и ξ – эмпирические параметры: β – коэффициент нелинейности деформирования по времени, д.е., m – коэффициент нелинейности деформирования по напряжению (коэффициент упрочнения), д.е., ξ – параметр, близкий по смыслу к модулю деформации [3], МПа·ч ^{α} . Параметр β учитывает рост деформаций во времени. Возрастание коэффициента упрочнения m связано с уменьшением нагрузки, необходимой для одной и той же деформации грунта.

Другим уравнением, применяемым для аппроксимации опытных данных и описания процесса ползучести мерзлых грунтов, является уравнение, полученное из технической теории старения [7]:

$$\varepsilon = ((\sigma/\xi) \cdot t^{\alpha})^{1/m} = (\sigma/\xi)^{1/m} \cdot t^{\alpha/m} \quad (2)$$

Как можно видеть, в уравнениях (1) и (2) параметры m и ξ идентичны, а параметры β и α имеют соотношение: $\beta = \alpha/m$. Поэтому использование этих уравнений для обработки одних и тех же массивов опытных данных должно давать одинаковые результаты, а различие может заключаться только в удобстве применения методики расчета по этим уравнениям. Так как обработка кривых ползучести по уравнению (1) не требует их перестройки в изохронные кривые, что необходимо при использовании уравнения (2), в настоящей работе анализировались параметры ползучести, полученные по уравнению (1).

Обзор научных публикаций. Анализу применимости уравнений (1) и (2) для описания ползучести засоленных мерзлых грунтов и получению деформационных параметров этих уравнений посвящены работы [1-6]. Зависимость деформационных параметров уравнения (2) от различных факторов наиболее полно исследована А.В. Брушковым в работе [3] и частично - В.И. Аксеновым в работе [2]. А.В. Брушковым [3] рассмотрено влияние различных факторов на процесс ползучести при одноосном сжатии. Автором установлено, что влияние дисперсности в ряду песок – супесь – суглинок при равной засоленности не прослеживается однозначно, так как одно и то же значение засоленности бывает при различном содержании незамерзшей воды и даже количества солей для песка и суглинка. Тем не менее, песок при -2°C и засоленности $0,2\%$ характеризуется величиной ξ $0,6 \text{ кг}\cdot\text{ч}^{\alpha}/\text{см}^2$, супесь в этих условиях имеет ξ , равную $7,0 \text{ кг}\cdot\text{ч}^{\alpha}/\text{см}^2$, т.е. менее деформируема на порядок, а суглинок - $3,0 \text{ кг}\cdot\text{ч}^{\alpha}/\text{см}^2$. Таким образом, наибольшую сопротивляемость внешним нагрузкам проявляет мерзлая засоленная супесь. Однако ее сопротивляемость во времени снижается сильнее: $\alpha=0,5$, в то время как у песка $\alpha=0,3$, а у суглинка $\alpha=0,1$. Коэффициент упрочнения максимален у песка ($m=0,8-0,9$), у супеси $m=0,4$, а у суглинка $m=0,3$. Такое сочетание параметров, как правило, приводит к тому, что в целом максимальной сопротивляемостью и наименьшей деформируемостью при равной засоленности отличаются суглинки [3].

Влияние температуры на параметры ползучести было прослежено по данным, полученным для суглинка салехардского возраста. Параметр ξ закономерно увеличивался от $2,3$ до $3,0$ и $4,0 \text{ кг}\cdot\text{ч}^{\alpha}/\text{см}^2$ при соответственном понижении температуры от -1 до -2 и -3°C ; параметр α последовательно уменьшался при понижении температуры от $0,35$ до $0,1$ и $0,08$. Аналогично уменьшался и коэффициент упрочнения m от $0,6$ до $0,3$ [3]. При этом параметры α и m приближаются по своим значениям к величинам, полученным указанным автором для пресного льда. Это свидетельствует о том, что при понижении температуры засоленных мерзлых грунтов механизм их деформирования становится больше связанным с внутригрунтовым льдом.

Влияние засоленности по данным работы [3] проявляется в изменении всех характеристик деформируемости: ξ , α , m . Так, для суглинка салехардского возраста, имеющего температуру -3°C , влажность $0,46$ и плотность $1,65-1,67 \text{ г}/\text{см}^3$, при возрастании степени засоленности от $0,5$ до $1,5\%$ происходило уменьшение ξ от $2,0$ до $1,0 \text{ кг}\cdot\text{ч}^{\alpha}/\text{см}^2$, увеличение параметров α - от $0,08$ до $0,16$ и m - от $0,3$ до $0,5$. Таким образом, все деформационные параметры изменялись в сторону ослабления грунта [3].

Аналогичные результаты получены и В.И. Аксеновым [2]. Так, при температуре -3°C с увеличением засоленности от 0 до $0,5\%$ параметр ξ уменьшался в $3,2$ раза у супеси и в $5,8$ раз - у суглинка. При этом параметр m увеличивался от $0,54-0,7$ до 1 и выше. Для параметра α наблюдалось незначительное увеличение.

Влияние влажности на деформируемость засоленных мерзлых пород исследовалось на примере песка (р. Се-Яха) и суглинка салехардского возраста [3]. Для песка при температуре -2°C и засоленности $0,5\%$ и увеличении влажности от $0,3$ до $0,5$ и $0,7$ величина m уменьшалась от $0,98$ до $0,83$ и $0,81$, значение ξ возрастало от $0,1$ до $0,3 \text{ кг}\cdot\text{ч}^{\alpha}/\text{см}^2$; однако α возрастало от $0,3$ до $0,44-0,45$, что объяснялось увеличением

возможности деформирования более льдистого грунта во времени. Аналогичная закономерность была получена для суглинка при температуре -3°C и засоленности 0,5%. При увеличении влажности от 0,46 до 0,70 происходило возрастание ξ от 2,0 до $3,5 \text{ кг}\cdot\text{ч}^{\alpha}/\text{см}^2$ и параметра α - от 0,08 до 0,11. При увеличении засоленности суглинка до 1,5% с увеличением влажности от 0,46 до 0,70 параметр m уменьшался от 0,75 до 0,4; параметр ξ возрастал от 1,0 до 1,3 $\text{кг}\cdot\text{ч}^{\alpha}/\text{см}^2$, а величина α незначительно уменьшалась от 0,16 до 0,14, т.е. все параметры изменялись в сторону увеличения устойчивости мерзлых грунтов, уменьшения их деформаций под нагрузкой [3].

Также в работе [3] исследовалось влияние состава солей в поровом растворе на величины параметров ползучести мерзлых грунтов. Было установлено, что минимальные величины параметра ξ характерны для хлоридов, максимальные - для сульфатов, что связывалось с различным содержанием незамерзшей воды в грунтах. При этом параметры m и α оказались практически независимыми от состава солей

Кроме этого, в работах [3-5] показано, что параметры m , α и ξ изменяются в процессе деформирования мерзлых засоленных грунтов.

Все приведенные выше результаты получены при испытании мерзлых засоленных грунтов постоянными во времени нагрузками. Данные о параметрах ползучести, полученные при испытании мерзлых засоленных грунтов ступенчато возрастающими нагрузками в соответствии с требованиями ГОСТ 12248-96 [8], в литературе отсутствуют. Настоящая работа отчасти восполняет этот пробел.

Методика исследований. Исследования проводились с засоленными мерзлыми грунтами природного морского засоления, отобранными на п-ве Ямал: суглинком озерным (III₁) с засоленностью 0,86 %, суглинком аллювиально-морским (amIII-IV) с засоленностью 0,70%, песком пылеватом морским (mIII₁) с засоленностью 3,52%. Водно-физические свойства исследованных грунтов представлены в таблице 1.

Таблица 1. Водно-физические свойства исследованных грунтов

Название грунта (геологический индекс)	Суммарная влажность, w, %	Гигроскопическая влажность, %	Пределы пластичности, %			Плотность, г/см ³			Степень засоленности, D _{sal} , %	Температура начала замерзания, t _{мз} , °C
			верхний, ρ _l	нижний, ρ _n	число пластичности	частич грунта, ρ _s	мерзлого грунта, ρ	скелета грунта, ρ _d		
Суглинок озерный (I III ₁)	40	-	41	28	13	2,70	1,71	1,33	0,86	-0,52
Суглинок аллювиально- морской (am III-IV)	51	4,7	39	24	15	2,72	1,59	1,06	0,70	-0,52
Песок морской (m III ₁)	22	-	-	-	-	2,66- 2,62	1,92	1,48	3,52	-1,21

Испытания на одноосное сжатие проводились на модернизированных приборах типа КПр-1, оборудованных холодильными камерами, установленными на нагрузочные приборы и работающими в автоматическом режиме, и снабженных специальными центрирующими устройствами. Последние обеспечивали вертикальное центрирование испытываемых образцов и строгую осевую направленность приложения внешней

нагрузки. Экспериментальная установка позволяла задавать температуру в диапазоне $+20^{\circ} \div -20^{\circ}\text{C}$ и поддерживать ее с точностью $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$. Измерение температуры осуществлялось с помощью логгеров температуры Testo-177-T4, Test-176-T4 и термопар, закрепленных на средней части образцов. Каждый прибор был снабжен индикаторами часового типа, измеряющими деформацию с точностью 0,01 мм: одним – для продольных, двумя – для поперечных деформаций образца.

Испытания проводились на образцах мерзлых грунтов нарушенного сложения. Образцы имели цилиндрическую форму: их высота составляла 90-95 мм, диаметр – 45,15 мм. Перед испытанием образцы помещались в резиновые оболочки, устанавливались на нагрузочный прибор и выдерживались при температуре опыта одни сутки. Испытания на одноосное сжатие проводились на основе общепринятой методики в соответствии с требованиями ГОСТ 12248-96 [8].

При проведении испытаний на ползучесть для определения деформационных характеристик применялись две методики нагружения образцов:

- 1) испытание единичного образца ступенчато возрастающими нагрузками;
- 2) испытание серии образцов-близнецов при различных, но постоянных для каждого образца нагрузках.

Для определения параметров уравнения ползучести (1) использовались семейства кривых ползучести, полученные испытанием серии одинаковых образцов различными постоянными нагрузками или испытанием одного образца ступенчато возрастающими нагрузками при заданной температуре опыта. Во втором случае ступенчатая кривая ползучести перестраивалась в семейство кривых ползучести, используя закон наложения деформаций Больцмана [8].

Проверка применимости уравнения ползучести (1) и определение его параметров β , m и ξ осуществлялось следующим образом. Кривые ползучести перестраивались в логарифмических координатах $\ln \varepsilon - \ln t$, откуда определялась величина параметра α как среднее значение тангенса угла наклона полученных прямых к оси абсцисс. Далее из графика, построенного в координатах $\ln \sigma - \ln (\varepsilon t^{-\beta})$ определялись величины параметров m и ξ . Если уравнение верно, то график $\ln \sigma - \ln (\varepsilon t^{-\beta})$ представляет прямую линию. Тангенс угла наклона этой прямой к оси абсцисс соответствует значению параметра m , а отрезок, отсекаемый прямой на оси ординат, равен величине $\ln \xi$.

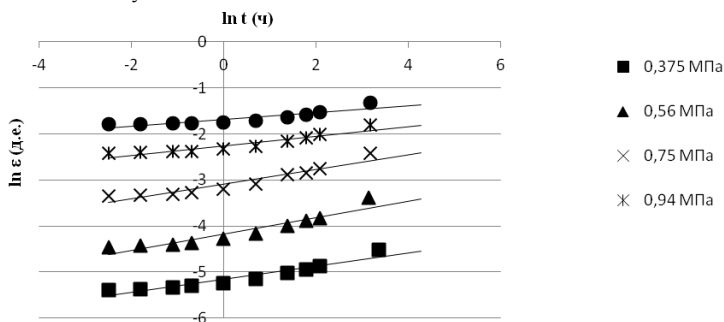


Рис. 1. Определение коэффициента β в уравнении (1).

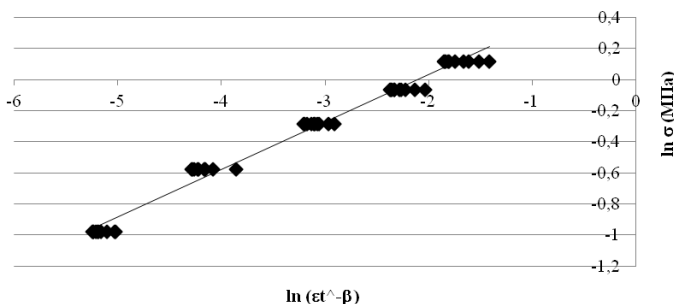


Рис. 2. Определение коэффициентов m и ξ в уравнении (1).

Применимость уравнения ползучести окончательно проверялась построением инвариантной кривой в обобщенных координатах $\sigma/\xi - \epsilon t^\beta$. Если опытные точки хорошо ложатся на обобщенную теоретическую кривую, то уравнение приемлемо для описания экспериментальных кривых ползучести.

Результаты исследований. Обработка кривых ползучести, полученных путем испытания на одноосное сжатие ступенчато возрастающими нагрузками образцов мерзлых засоленных песка морского и суглинка озерного, по уравнению (1) позволила определить деформационные параметры β , m и ξ при разных величинах температуры. Полученные деформационные параметры представлены в таблице 2. Влияние температуры на деформируемость засоленных мерзлых грунтов можно проследить по изменению этих параметров с изменением температуры.

Параметр ξ закономерно увеличивается от 1,733 до 3,331 МПа $\cdot \text{ч}^\beta$ у песка и от 1,227 до 4,472 МПа $\cdot \text{ч}^\beta$ - у суглинка при понижении температуры от -3 до -12 °С. Это свидетельствует об уменьшении деформируемости исследованных мерзлых грунтов при понижении температуры.

Коэффициент нелинейности по времени β для обоих засоленных мерзлых грунтов практически не изменяется с незначительной тенденцией к увеличению с понижением температуры. Однако у суглинка этот параметр в два раза больше, чем у песка, что говорит о большем снижении во времени сопротивляемости деформированию суглинка по сравнению с песком.

Коэффициент упрочнения m с понижением температуры уменьшается у песка от 1,085 до 0,466, а у суглинка - от 0,368 до 0,264. Это, вероятно, связано с уменьшением толщины жидких пленок и уменьшением возможности их течения и сдвигов по ним минеральных частиц и льда, что, в целом, приводит к упрочнению структуры засоленных мерзлых грунтов при понижении температуры.

Для выявления роли режима нагружения в деформируемости мерзлых засоленных грунтов был проведен сопоставительный анализ деформационных параметров уравнения (1), полученных при температурах -3, -5 и -7 °С путем испытания мерзлого аллювиально-морского суглинка постоянными во времени и ступенчато возрастающими нагрузками (табл. 3). Обработка результатов испытания образцов мерзлого засоленного суглинка при температурах -3 и 7 °С ступенчато возрастающими нагрузками показала, что изменение деформационных параметров при понижении температуры имеет такие же закономерности, как и для других видов мерзлых засоленных грунтов, испытанных при данном режиме механического нагружения (табл. 2).

Таблица 2. Деформационные характеристики мерзлых засоленных грунтов при ступенчато возрастающих нагрузках

Наименование грунта	Температура, $t, ^\circ\text{C}$	β , д.е.	m , д.е.	ξ , МПа·ч ^а
Песок морской	-3	0,041	1,085	1,733
	-5	0,046	0,903	2,098
	-7	0,054	0,581	2,189
	-9	0,050	0,533	2,716
	-12	0,057	0,466	3,331
Суглинок озерный	-3	0,110	0,368	1,227
	-5	0,122	0,331	1,822
	-7	0,105	0,335	2,846
	-9	0,102	0,301	4,284
	-12	0,119	0,264	4,472

Таблица 3. Деформационные характеристики мерзлого засоленного суглинка аллювиально-морского при постоянных и ступенчато возрастающих нагрузках

Вид нагружения	Температура, $t, ^\circ\text{C}$	β , д.е.	m , д.е.	ξ , МПа·ч ^а
Ступенчатое нагружение	-3	0,436	0,116	1,962
	-7	0,596	0,082	7,16
Постоянные нагрузки	-3	0,516	0,367	4,73
	-5	0,276	0,571	26,92
	-7	0,163	0,590	29,49

Для постоянных нагрузок параметр ξ с понижением температуры так же, как и для ступенчатого нагружения, увеличивается. Коэффициент нелинейности по времени β , в отличие от ступенчатого нагружения, уменьшается при понижении температуры, что свидетельствует о снижении фактора времени в деформируемости мерзлых засоленных грунтов при более низких температурах. Коэффициент упрочнения m с понижением температуры при постоянных нагрузках, в отличие от ступенчатого нагружения, увеличивается. Это связано с меньшей ролью изменения и упрочнения структуры грунта при более низких температурах в их деформировании при постоянных нагрузках, в отличие от ступенчатого нагружения. Это свидетельствует о важной роли структурного упрочнения, свойственного ступенчатому нагружению мерзлых засоленных грунтов, в их деформировании.

Литература

1. Аксенов В.И. Особенности деформирования и разрушения мерзлой засоленной супеси. // В сб.: Вопросы проектирования жилых и общественных зданий в условиях I климатической зоны. Л.: ОНТИОО, 1973, с. 50-54.
2. Аксенов В.И. Засоленные мерзлые грунты Арктического побережья как основание сооружений. М.: Изд-во «Всё о мире строительства», 2008, 340 с.

3. Брушков А.В. Засоленные мерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и свойства. М.: Изд-во Московского ун-та, 1998, 332 с.
4. Брушков А.В., Аксенов В.И. Определение характеристик ползучести засоленных мерзлых грунтов из опытов на одноосное сжатие. // В сб.: Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: "Наука", 1999, с. 83-90.
5. Брушков А.В. Лепинских Г.В. Деформационные свойства мерзлых засоленных пород полуострова Ямал. // В сб.: Мерзлые породы и криогенные процессы. М.: "Наука", 1991, с. 47-53.
6. Брушков А.В., Роман Л.Т., Магомедгаджиева М.А. Оценка достоверности определений длительной деформации мерзлых засоленных грунтов.// Основания, фундаменты и механика грунтов, 1996, № 2, с. 20-24.
7. Вялов С.С. Реология мерзлых грунтов. М.: Стройиздат, 2000, 464 с.
8. ГОСТ 12248-96. Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости. М.: Изд-во стандартов. 1997.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ МЁРЗЛЫХ ГРУНТОВ

С.С. Волохов, И.Н. Никитин, Д.С. Лавров

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, Москва, Россия, volokhov@geol.msu.ru

Описаны результаты исследования температурных деформаций различных типов мерзлых грунтов в циклах охлаждения - нагревания при резком изменении температуры. Исследована зависимость температурных деформаций мерзлых грунтов от типа грунта, суммарной влажности и количества циклов охлаждения - нагревания.

TEMPERATURE DEFORMATION OF FROZEN SOILS

S.S. Volokhov, I.N. Nikitin, D.S. Lavrov

Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Geocryology, Moscow, Russia, volokhov@geol.msu.ru

The results are described of the study of temperature deformation of different types of frozen soil in the cycles of cooling - heating at sudden change in temperature. The dependences are investigated of the temperature deformation of frozen soils on soil type, moisture and total number of cycles of cooling - heating.

Введение. В связи с тем, что мерзлые грунты являются сложной многокомпонентной системой, весьма чувствительной к изменению внешних условий, в них могут развиваться сложные физические и физико-химические процессы, связанные с фазовыми переходами воды, миграцией влаги, развитием напряжений и деформаций, трещинообразованием и т.д. Одним из таких процессов является температурное деформирование.

Как известно, в мерзлых породах при изменении температуры могут развиваться деформации расширения или сокращения объема, которые приводят к возникновению температурных деформаций, характеризующихся коэффициентом линейного деформирования α . Наибольшее развитие температурные деформации получают в дисперсных мерзлых породах, особенно в глинах.

Изучение температурных деформаций мерзлых грунтов было начато А.Е. Федосовым [10] и продолжено И.Н. Вотяковым [2-4], С.Е. Гречищевым [5, 6], Е.П. Шушероиной [11, 12], Э.Д. Ершовым [8, 9], А.В. Брушковым [1] и другими. Следует отметить, что практически во всех проведенных ранее исследованиях эксперименты

проводились при ступенчатых изменениях температуры как в режиме охлаждения, так и в режиме нагревания мерзлых грунтов. Исследования при резком изменении температуры, актуальные для изучения такого природного геокириологического процесса, как морозобойное растрескивание, практически отсутствуют. Последнему вопросу и посвящена настоящая работа.

Методика исследований. В процессе проведения испытаний для изучения температурных деформаций были исследованы следующие мерзлые грунты нарушенного сложения:

В качестве исследуемых грунтов использовались глина полиминеральная (г. Желье), супесь (п-ов Ямал, пос. Бованенково), песок (г. Люберцы). Характеристика исследованных грунтов представлена в таблицах 1 и 2.

Таблица 1

Гранулометрический состав исследуемых грунтов

Название грунта	Содержание частиц в каждой фракции, %								Название грунта по классификации В.В. Охотина
	Размер частиц, мм								
	1- 0,5	0,5- 0,25	0,25- 0,1	0,1- 0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005	0,005- 0,001	<0,001	
Глина полиминеральная	-	0,2	4,4	11,8	50,0	13,6	15,0	5,0	Суглинок средний, пылеватый
Супесь	0,1	0,1	13	50,8	11,1	7,0	4,8	13,1	Супесь пылеватая
Песок	0,1	25,6	71,7	3,2	3,2	3,2	3,2	-	Песок

Таблица 2

Основные физические свойства исследуемых грунтов

Название грунта	Плотность частиц грунта, г/см ³	Гигроскопи- ческая влажность, %	Пластичность, %			Максимальная молекулярная влагоемкость, %	Название грунта по числу пластичности
			Пределы		Число		
			нижний	верхний			
Глина полиминеральна я	2,73	3,2	24,3	46,6	22,3	13,9	Глина
Супесь	1,95	18	21	16	5	-	Супесь
Песок	2,67	0,85	-	-	-	-	Песок

Для измерения температурных деформаций образцов мерзлых грунтов применялся прибор, изготовленный из плексигласа, на стенках которого закреплялись индикаторы часового типа: один - для измерения вертикальных деформаций, два - для измерения горизонтальных деформаций образцов. Точность измерения деформаций составляла 0,001 мм. Изменение температуры образцов выполнялось с помощью двух температурных датчиков, погружаемых в образец, и цифровых термометров с точностью измерения 0,1 °С. Прибор с образцом помещался в холодильный шкаф, позволяющий задавать температуру в диапазоне +20° ÷ -20°С и поддерживать ее с точностью ±0,2 °С. Перед проведением экспериментов прибор для измерения температурных деформаций тарировался, определялись поправки на температурную деформацию прибора при соответствующих изменениях температуры, которые учитывались при измерении температурных деформаций образцов мерзлых грунтов.

Образцы исследуемых грунтов готовились из грунтовой пасты с заданной суммарной влажностью. Грунтовая паста послойным ручным уплотнением укладывалась в толстостенную форму из плексигласа, форма закрывалась пленкой и промораживалась в течение 5-ти суток при температуре -1,5 °С. Промораживание было

односторонним, сверху. После промораживания, образец извлекался из формы с помощью пресса, торцевался и измерялся. Каждый мерзлый образец имел форму параллелепипеда с размерами $150 \times 75 \times 80 \times 50$ мм. Затем образец мерзлого грунта изолировался влагонепроницаемой пленкой и помещался в измерительный прибор, расположенный в холодильном шкафу. Каждый образец выдерживался в течение одних суток при температуре начала эксперимента, составлявшей $-1,5^\circ\text{C}$.

Температура в холодильном шкафу понижалась в одну ступень на 10°C (ступень охлаждения). После стабилизации температуры и деформации образца он нагревался на 10°C (ступень нагревания);

В ходе каждого эксперимента измерение деформации и температуры образцов выполнялось через 10, 30 мин., 1, 2, 4, 6 и 8 ч после начала изменения температуры в холодильном шкафу и далее один раз в сутки. По результатам испытания образцов строились кривые изменения относительных температурных деформаций во времени и определялись коэффициенты температурного линейного деформирования α исследованных грунтов.

В настоящей работе при одном цикле охлаждения-нагревания в одну ступень исследовались образцы супеси, песка и полиминеральной глины с суммарной влажностью соответственно 18, 20 и 50% , а также образцы глины с величинами влажности 30, 50 и 70%. При ступенчатом изменении температуры в одном цикле охлаждения-нагревания испытывался образец мерзлой глины с влажностью 50%. Кроме этого были проведены исследования с глиной, имеющей влажность 50%, при трех последовательных циклах нагревания-охлаждения и изменении температуры в одну ступень.

Результаты исследований. Изучение зависимости температурного деформирования от состава (дисперсности) мерзлых грунтов показало (рис. 1), что максимальные температурные деформации характерны для мерзлой глины ($\alpha = 9,30 \cdot 10^{-5} - 1,6 \cdot 10^{-4} ^\circ\text{C}^{-1}$ при охлаждении, $1,04 \cdot 10^{-4} - 1,39 \cdot 10^{-4} ^\circ\text{C}^{-1}$ при нагревании), минимальные - для мерзлой супеси ($\alpha = 1,7 \cdot 10^{-5} ^\circ\text{C}^{-1}$ при охлаждении, $7,8 \cdot 10^{-5} ^\circ\text{C}^{-1}$ при нагревании), и промежуточные - для мерзлого песка ($\alpha = 6,4 \cdot 10^{-5} ^\circ\text{C}^{-1}$ при охлаждении, $9,3 \cdot 10^{-5} ^\circ\text{C}^{-1}$ при нагревании).

Полученные результаты можно объяснить тем, что глинистые грунты более дисперсные, чем песчаные, и чем выше дисперсность грунта, тем больше в нем незамерзшей воды. При понижении температуры незамерзшая вода переходит в лед, что влечет за собой увеличение объема мерзлого грунта. Кроме этого, более дисперсные грунты обладают большей способностью к миграции незамерзшей воды при возникновении градиента температуры с ее последующим замерзанием. Более высокие значения деформаций песка, по сравнению с супесью, могут объясняться засоленностью песчаного грунта, что обуславливает повышенное содержание незамерзшей воды.

Различная дисперсность грунтов влияет и на эффект температурного последствия. В менее дисперсных грунтах он наблюдается в меньшей степени. Следует учитывать, что песчаные и супесчаные грунты обладают более жесткими структурными связями, процессы, приводящие к температурному деформированию, затухают быстрее, чем в глине. Поэтому процесс температурного деформирования в них менее растянут во времени и температурные деформации затухают быстрее.

Зависимость температурного деформирования от влажности изучалась на образцах мерзлой полиминеральной глины с величинами суммарной влажности 30, 50 и 70 % (рис. 2). Согласно полученным результатам максимальные величины температурных деформаций и коэффициентов температурного деформирования α соответствует мерзлой глине с суммарной влажностью 50% и составляют $9,3 \cdot 10^{-5} -$

10^{-5} - $1,6 \cdot 10^{-4} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$. Для образцов с влажностями 30 и 70 % получены меньшие величины температурных деформаций и коэффициентов температурного деформирования ($\alpha = 2,2 \cdot 10^{-5}$ - $9,2 \cdot 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ для влажности 30 % и $6,1 \cdot 10^{-5}$ - $6,9 \cdot 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ для влажности 70 %).

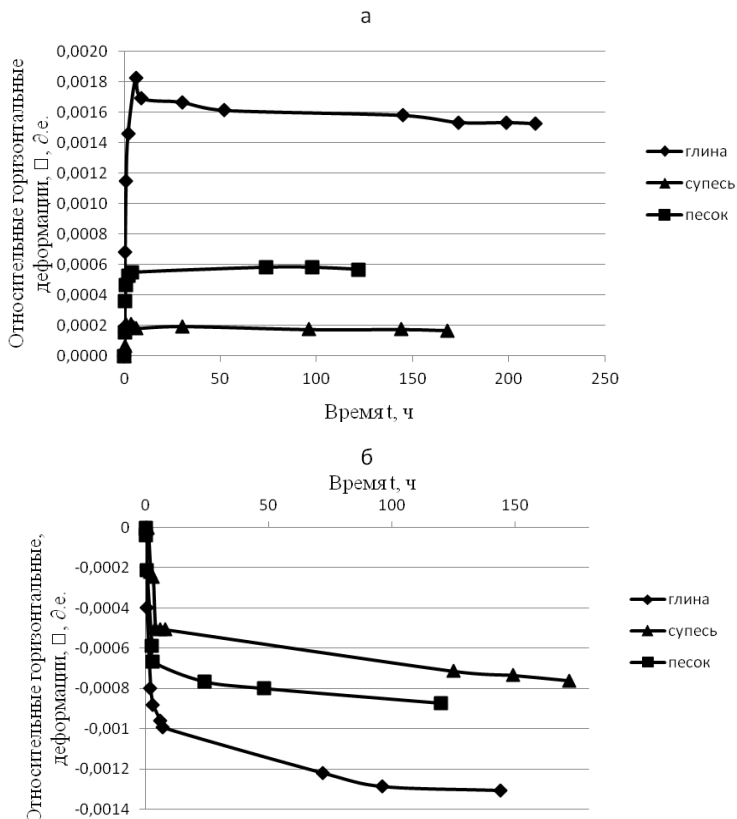


Рис. 1. Зависимость относительных деформаций различных грунтов от времени:
а – охлаждение, б - нагревание.

Максимальные величины температурных деформаций образца с влажностью 50%, характеризующегося слоисто-сетчатой криогенной текстурой, объясняются большим содержанием незамерзшей воды в грунте, полной степенью заполнения пор водой и льдом и наличием большого количества путей миграции влаги в грунте. Образец мерзлой глины с влажностью 30%, характеризующийся неполно слоистой криогенной текстурой, обладал меньшим количеством незамерзшей воды, что обуславливало меньшие температурные деформации. Образец мерзлой глины с

суммарной влажностью 70% имел атакситовую криогенную текстуру. Это привело к уменьшению количества влагопроводных путей, сокращению перераспределения незамерзшей воды под действием градиента температуры и, как следствие, уменьшению температурных деформаций.

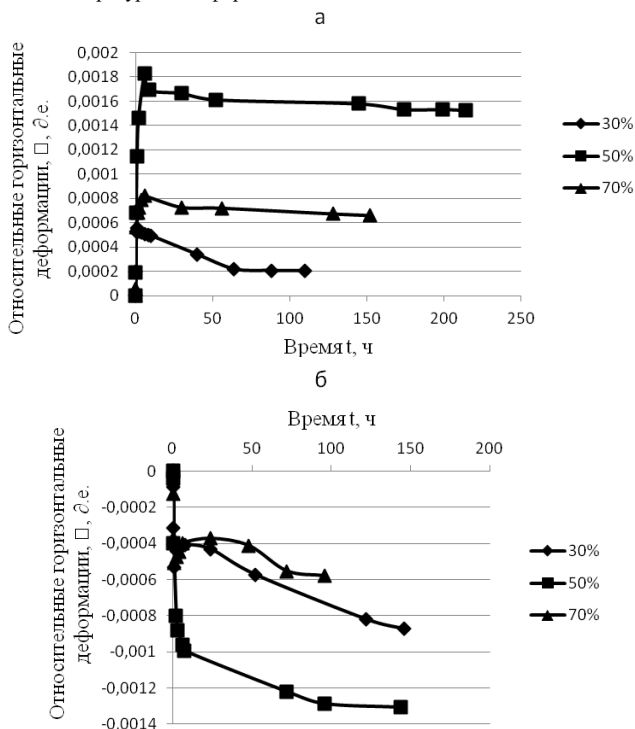


Рис. 2. Зависимость относительных деформаций полиминеральной глины от суммарной влажности образцов: а – охлаждение, б – нагревание.

Исследование количества циклов охлаждения - нагревания температурное деформирование проводилось с мерзлой полиминеральной глиной, имеющей суммарную влажность 50% (рис. 3). Полученные результаты показывают, что с увеличением номера цикла коэффициент линейных температурных деформаций при охлаждении уменьшается от $1,6 \cdot 10^{-4}$ до $8,0 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, при нагревании - от $1,4 \cdot 10^{-4}$ до $1,0 \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$. Это можно объяснить тем, что температурные деформации с каждым циклом охлаждения - нагревания принимают частично необратимый характер, и процессы, описанные выше, затухают.

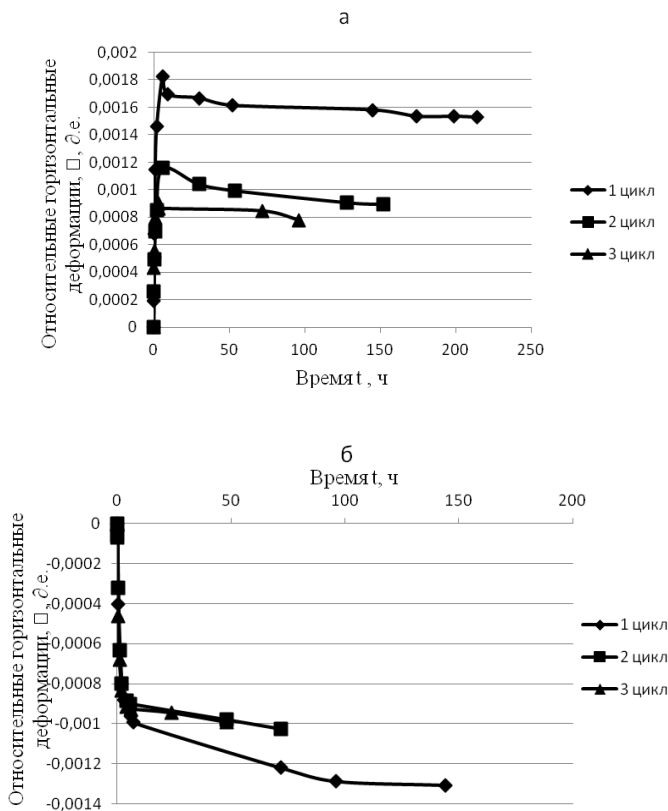


Рис. 3. Зависимость относительных температурных деформаций от времени для различных циклов охлаждения и нагрева полиминеральной глины: а – охлаждение, б – нагревание.

Литература

1. Брушков А.В. Засоленные мерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и свойства. М.: Изд-во МГУ; 1998. 330 стр.
2. Вотяков И.Н. Температурные коэффициенты расширения мерзлых грунтов. Сб. "Прочность и ползучесть мерзлых грунтов". М.: Изд-во АН СССР, 1963.
3. Вотяков И.Н. Объемные изменения мерзлых грунтов в связи с фазовыми переходами воды при температурных колебаниях. Мат-лы VIII междуведомственного совещания по геокриологии. Вып. 5, Якутское кн. изд-во, 1966.
4. Вотяков И.Н., Гречищев С.Е. О временном эффекте последствий температурных деформаций и напряжений в мерзлых грунтах. В кн.: Строительство в районах Восточной Сибири и Крайнего Севера, № 14, Красноярск, 1969.
5. Гречищев С.Е. Результаты исследований температурных деформаций и прогноз морозобойного растрескивания грунтов. В кн.: Материалы всесоюзного научного совещания по мерзлотоведению. М.: Изд-во МГУ, 1972, с. 167-186.

6. Гречищев С.Е. Основные закономерности термореологии и температурного растрескивания мерзлых грунтов. В кн.: 2 международная конференция по мерзлотоведению. Вып. 4. М.: Изд-во Якутск, 1973. с. 26-34.
7. Гречищев С.Е. Об основах термореологии криогенных пород. В кн: Проблемы геокриологии. М.: Изд-во Наука, 1983, с. 90-100.
8. Ершов Э.Д., Брушков А.В. Природа аномальных температурных деформаций мерзлых грунтов. В кн: Геокриологические исследования. М.: Изд-во МГУ; 1989, с. 171-182.
9. Ершов Э.Д., Брушков А.В., Комаров И.А., Хорс М.А. Температурные деформации мерзлых дисперсных льдонасыщенных пород при низких отрицательных температурах. В кн: Материалы второй конференции геокриологов России. Т 1. М.: Изд-во МГУ, 2001, с. 81-87.
10. Федосов А.Е. Физико-механические процессы в грунтах при их замерзании и протаивании. М.: Трансжелдориздат, 1935.
11. Шушерина Е.П., Рачевский Б.С., Отрошенко О.П. Исследование температурных деформаций мерзлых горных пород. В кн: Мерзлотные исследования. Вып 10. М.: Изд-во МГУ, 1970, с. 273-283.
12. Шушерина Е.П., Барковская Е.Н., Ревина Л.А. Исследование температурных деформаций дисперсных мерзлых пород в зависимости от их состава и температуры в диапазоне от -0,5 до -55°. В кн: Мерзлотные исследования. Вып 13. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 212-226.

К МЕТОДИКЕ ОБОБЩЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ КРИОГЕННЫХ СИСТЕМ

А.А Коновалов

Институт проблем освоения Севера, СО РАН, Россия, konov7@rambler.ru

Предложен метод анализа связей между параметрами криогенных и других систем по их обобщенным показателям. Показан преимущественно полиномиальный характер этих связей, причем численные коэффициенты расчетных формул близки к пропорциям Золотого сечения.

THE METHOD OF GENERALIZATION OF THE PARAMETERS OF CRYOGENIC SYSTEMS

A. A. Kononov

Institute of Northern development, SB RAS, Russia, konov7@rambler.ru

A method is proposed to analyze the relations between parameters of cryogenic and other systems according to their summary measures. Shown mainly polynomial nature of these relations, with numerical coefficients calculation formulas are close to the proportions of the Golden section.

О нормализации данных. Первым этапом обобщения результатов наблюдений за криогенными и другими природными системами является их нормализация, т.е. приведение к относительному (безразмерному) виду:

$$\varphi = (x - x_{\min}) / (x_{\max} - x_{\min}), \quad (1)$$

$$\varphi_c = 1 - \varphi \quad (1)'$$

где x , $x_{\max}$ и $x_{\min}$ – текущее, максимальное и минимальное размерное значение наблюдаемого параметра, причем часто $x_{\min} \approx 0$; φ и φ_c – его относительные величины.

С помощью этих формул все множество переменных заключается в наглядно представимый интервал 0...1. Это сокращает объем фактических данных, необходимый для установления количественных связей между ними, позволяет корректно сравнивать разнородные величины и делает решение универсальным для большого класса задач.

Сумма $\phi + \phi_c = 1$, причем каждое слагаемое может увеличиваться (уменьшаться) только за счет уменьшения (увеличения) другого. Т.е., это типичная *дихотомия*, воплощающая в себе закон единства и борьбы противоположностей, которая может служить моделью любой двухкомпонентной системы. Как показывает практика, в большинстве случаев для установления закономерностей развития системы достаточно рассматривать взаимодействие только двух основных, наиболее влиятельных частей. Например: суши и моря (а не отдельных материков и водоемов), древесной и травянистой растительности (а не отдельных растений из их состава) и т.п. Геометрической интерпретацией такой модели является единичный отрезок, состоящий из двух частей: большей – доминанты ϕ и меньшей – субдоминанты $\phi_c = 1 - \phi$. Равновесие и максимальная устойчивость модели достигаются при делении отрезка в золотом сечении [1]:

$$1/\phi = \phi / (1 - \phi) \quad (2)$$

Откуда:

$$\phi^2 + \phi - 1 = 0, \quad (3)$$

Положительный корень квадратного уравнения (3) $\phi = -0,5 + (0,25+1)^{0,5} = 0,61803... \approx 0,62$ или его обратная величина $1/\phi = 1,61803... \approx 1,62$ называется *золотым сечением* (ЗС). Но единичный отрезок делится на части и по множеству (q) других сечений. Выражение пропорциональности его частей для общего случая, когда $0 < q < \infty$, имеет вид [9]:

$$(1/\phi)^q = \phi/(1 - \phi) \quad (4)$$

Откуда:

$$\phi^{q+1} + \phi - 1 = \phi^n + \phi - 1 = 0, \quad (5)$$

а

$$n = q + 1 = \ln(1 - \phi) / \ln(\phi), \quad (6)$$

где q – количество сечений единичного отрезка, n – количество частей в этом отрезке.

Уравнение (6) – трансцендентное; для его решения ϕ применяются численные методы. Значения $\phi = \phi_n$, вычисленные при разных целых $n \geq 1$, называются обобщенными золотыми сечениями (ОЗС): $\phi_1=0,5$, $\phi_2=0,62$, $\phi_3=0,68$, $\phi_4=0,73$,... $\phi_{27}=0,91$. Согласно [8] “обобщенные золотые сечения суть инварианты, на основе и посредством которых в процессе самоорганизации естественные системы обретают гармоническое строение, стационарный режим существования, структурно-функциональную устойчивость.” Собственно Золотое сечение получается при подстановке в (6) $n = 2$.

Из формулы (6) следует замечательное свойство входящих в нее дробей, как частей (фракций) целого: большая часть (ϕ) единичного отрезка в степени n , равна разнице $(1 - \phi)$. При этом n может быть любым числом от нуля до бесконечности. Поэтому под ОЗС следует понимать ϕ_n при любых n , не только целых, но и дробей. Величина n , отражает мерность системы. При $n = 0$ системы нет; есть состояние хаоса, когда частицы не связаны друг с другом. При $n = 1$ формула (6) одномерна; при $n = 2$ – двумерна; при $n = 3$ – трехмерна и т.д. Значение $n = 2$ – наиболее распространенное, видимо потому, что все формообразующие поверхности разлагаются на плоские фрагменты и, кроме того, как показано в [4, 5], многокомпонентные системы можно обобщить и с некоторой погрешностью свести к двухкомпонентной, представив ее как дихотомию доминантной компоненты и суммы остальных. В реальных природных системах взаимодействие частиц очень сложно и лишь приближенно следует теории. Поэтому отношение субдоминанты к доминанте хотя и близко к золотым сечениям, но все же отличается от них, отвечая дробным n .

С увеличением n растет и количество контактов частиц – границ, являющихся концентраторами напряжений. Это места (экотоны, береговая и снеговая линии, межсезонья – весна и осень (или утро и вечер), границы материковых плит, государств

и этносов, фронтир и т.п.) наиболее чувствительны к изменениям внешней среды и в наибольшей степени подвержены деформациям. Т.е. это участки системы, обладающие наименьшей устойчивостью и большей вероятностью развала ее на части, но и зарождения на их основе новых форм.

Обнаружена связь ОЗС с относительной долговечностью твердых тел, в частности мерзлых грунтов и льда [4, 5], а через нее и с глобальными факторами:

$$(\tau_3/\tau)^{j_{\text{пл}}} = (P/P_m), \quad (7)$$

где P – давление на мерзлое тело; P_m – максимальное давление, которое это тело может выдержать в течение элементарного времени; τ_3 – минимальный (элементарный) отрезок времени, принимаемый в данном опыте (в пределе $\tau_3 \approx 10^{-13}$ с – период тепловых колебаний атома); τ – долговечность (время до разрушения); $j_{\text{пл}} = 0,083$ – предельная деформация, равная относительному уменьшению объема льда при плавлении (в мерзлых грунтах – 0,08...0,12, совпадающая с частотой месячных оборотов Земли в годовом цикле ($1/12 = 0,083$; $30^\circ/360^\circ = 0,083$)).

В табл. 1 приведены: значения первых одиннадцати ОЗС, относительной долговечности τ/τ_3 и прочности $(\tau_3/\tau)^{0,083} = \Phi$, рассчитанные по формуле (7). Величины τ/τ_3 представлены последовательностью, первый член которой равен 4380, второй в 12 раз меньше – 365, а начиная с третьего: $365/4 \cdot 1 = 91$; $365/4 \cdot 2 = 46$; $365/4 \cdot 3 = 30$; $365/4 \cdot 4 = 23$ и т.д. Ее инвариантом является $1/4$ орбиты вращательных циклов Земли, примерно 90° , совпадающая с длительностью основных фаз вращения (весна, лето, осень, зима или утро, день, вечер, ночь). Эти числа совпадают с наиболее часто используемыми календарными отрезками года: полугодием, кварталом, месяцем и т.п. Например, если принять $\tau_3 = 1$ час, то эти числа (4380, 365, 91...), до 5-го, включительно, примерно соответствуют количеству часов в полугодии, в полумесяце, в полунеделе, в четверти недели и в сутках. При $\tau_3 = 1$ сутки эти же числа (4380, 365, 91...) отвечают количеству суток: в 12 (11) годах (цикл солнечной активности Вольфа), в году, в квартале, в половине квартала и в месяце. Т.е., с одной стороны они соответствуют последовательности целых чисел 1, 2, 3, 4, ..., с другой – ОЗС (Φ_n) при этих целых n .

Таблица 1. Значения Φ_n , $D = \ln(\tau/\tau_3)$ и $(\tau_3/\tau)^{0,083} = (P/P_m)$

n	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Φ_n	0,5	0,618	0,682	0,724	0,755	0,778	0,796	0,812	0,824	0,835	0,844
τ/τ_3	4380	365	91	46	30	23	18	15	13	11	10
D	8,38	5,9	4,51	3,83	3,4	3,14	2,89	2,71	2,56	2,4	2,3
P/P_m	0,5	0,613	0,687	0,728	0,753	0,771	0,79	0,800	0,810	0,820	0,846

Как видно из табл.1, разница между величинами Φ_n и P/P_m составляет сотые доли процента. Так как границы между частицами тела являются концентраторами напряжений и вакансиями разрушения, то увеличение их числа (увеличение n) закономерно сопровождается уменьшением относительной прочности P/P_m и долговечности τ/τ_3 , как это и следует из табл.1.

Проявления ОЗС. Свойства ОЗС проявляются в разных системах при оценке как стационарных состояний, так и нестационарных. Стационарные ОЗС описываются полиномами (4) или, реже (5), которые не учитывают постепенность установления наблюдаемых значений параметров, характеризуют только конечные, установившиеся состояния. Им посвящена обширная литература [1, 3-6, 8, 9]. типичные примеры стационарных ОЗС.

1. Атомы в молекуле воды образуют равнобедренный треугольник Н-О-Н. Расстояния Н-О и Н-Н равны 0,096 и 0,154 нм, а их отношение – 0,62. В молекуле льда расстояния Н-О и Н-Н несколько больше 0,099 и 0,162 нм, а угол в вершине треугольника Н-О-Н равен 109,5°. Отношения сторон 0,099/0,162 и углов 109,5/180 равны $3C \approx 0,61$.

Структуру кристалла льда можно представить решеткой, в которой каждая молекула связана с четырьмя другими, находящимися от нее на расстоянии 0,276 нм. Размеры большей и меньшей стороны единичной ячейки этой решетки 0,737 и 0,452 нм вместе с расстоянием между молекулами 0,276 нм образуют ряд, в котором каждый последующий член находится с предыдущим в отношении: $0,276 / 0,452 = 0,452 / 0,737 = 0,61$ [23, 34].

2. В табл.2 приведены экспериментальные значения относительной (нормализованной) прочности супеси при $t = -10^\circ\text{C}$ ($j_p = P / P_{yc}$, где P_{yc} – условно мгновенная (максимальная) прочность при $\tau_{yc}=1$ мин), при разной долговечности (τ , мин), полученные при различных видах испытаний [2], и рассчитанные по формуле (7) при $j_{pl} = 0,11$. В нашем представлении величины j_{pl} – это стационарные ОЗС на уровнях n , вычисленных по формуле (6) (см. последний столбец табл.3).

Таблица 2. Зависимость j_p от τ (мин) при 1) сжатии, 2) растяжении, 3) сдвиге, 4) расчет по формуле (9), а также значения n для $j_{p,4}$

τ	$j_{p,1}$	$j_{p,2}$	$j_{p,3}$	$j_{p,4}$	n
1	1	1	1	1	∞
10	0,84	0,79	0,78	0,78	6,1
60	0,65	0,61	0,61	0,63	2,2
180	0,56	0,55	0,54	0,56	1,4
480	0,5	0,5	0,5	0,51	1,1
720	0,49	0,48	0,47	0,48	0,9

Табл. 2 демонстрирует хорошую сходимость экспериментальных данных с расчетами по формуле (7), а также практическую полезность представления результатов опытов в относительных показателях. При всех видах напряженного состояния на каждый отрезок времени они получаются практически одинаковыми. Благодаря этому, количественные зависимости, установленные из опытов для одних мерзлотно – грунтовых условий, при одном виде напряженного состояния актуальны и в других условия и состояниях.

Несмотря на обширную литературу, широкое признание и даже популярность феномена ОЗС, особенно ЗС (когда $n=2$), формулы вида (4) или (5) на самом деле имеют ограниченное применение, поскольку описывают только конечные состояния - ϕ_n , а не весь процесс до их достижения.

Анализ показал [3-5], что для описания процесса развития природных систем, в том числе криогенных, также подходит полином n -й степени, преимущественно с $n=2$, но усложненный коэффициентами А и В, отвечающими за изменение параметров во времени:

$$j_y = A \cdot j_x^n + B \cdot j_x = A \cdot j_x^n + (1-A) \cdot j_x, \quad (8)$$

где j_x и j_y – аргумент и функция переменных, выраженных с помощью формул (1) в относительном виде, изменяющиеся, как и ϕ , в диапазоне 0...1.

Величина n в (8), как и в формуле (5) теоретически может быть любой, но чаще всего $n=2$, и в отличие от (5) она не увязана с j_x . Для ускоряющихся процессов, которые идут по вогнутой кривой, $A \approx \phi_n$; для затухающих, развивающихся по выпуклой кривой $A \approx -$

φ_n , если $A > 0,5$, или $A = 1 - \varphi_n$, если $A < 0,5$; во всех случаях $B \approx 1 - A$. В предельном состоянии, когда $j_t = j_c = 1$, формула (8) превращается в формулу (5).

Хорошее совпадение с фактическими данными дает также формула степенного вида с показателем степени z :

$$j_y = j_x^z \quad (9)$$

У вогнутых кривых $z = 1 + \varphi_n$, у выпуклых, при $n = 2 \dots 4$, $z = \varphi_n$. Степенные формулы типа (9) сводятся к линейным общего вида $\ln(y) = z \ln(x)$. Поэтому, несмотря на несколько меньшую точность по сравнению с полиномиальными, они удобней для расчетов и экономичней, так как для определения неизвестного z теоретически достаточно знать (определить) всего одну любую пару (для статистики – среднюю из 4-5) соответственных размерных значений y и x , тогда $z = \ln(y) / \ln(x)$.

Сходимость результатов счета по формулам (8) и (9) лучше у вогнутых кривых [5.]. При $n = 2 \dots 3$ степенная формула (9) также приемлема. В то же время выражения выпуклых кривых – это обратные выражения вогнутых. И ничто не препятствует выпуклую кривую превратить в вогнутую, поменяв местами оси x и y либо нормализовав размерные параметры по формуле (1)*.

Для единообразия все нормализованные параметры в примерах выражены через j , а их физический смысл – через нижние символы. Например: нормализованная температура – j_t , время – j_τ и т.д. Вообще, это те же ОЗС на разных стадиях функционирования системы, всегда меньшие своих предельных величин φ_n , приведенных в табл. 1-2.

3. На рис. 3 даны графики хода относительной деформации мерзлой супеси при одноосном сжатии. Исходные данные для его построения – результаты испытаний мерзлой супеси на одноосное сжатие при разных температурах ($t, ^\circ\text{C}$) и давлениях (P , МПа): $t = -20$, $P_1 = 6,8$, $P_2 = 6$ [2] – вариант *а*; и $t = -4,5$, $P_3 = 0,7$, $P_4 = 0,6$ [7] – вариант *б*. Максимумы и минимумы деформации и времени, которые подставлялись в формулу (1), взяты у этих авторов: 1) $12,5 \cdot 10^{-2}$ и $7,4 \cdot 10^{-2}$ – при $P_1 = 6,8$ МПа; 2) $8 \cdot 10^{-2}$ и $4,8 \cdot 10^{-2}$ – при $P_2 = 6$ МПа; 3) $2,48 \cdot 10^{-3}$ и $1,9 \cdot 10^{-3}$ – при $P_3 = 0,7$ МПа; 4) $1,8 \cdot 10^{-3}$ и $1,5 \cdot 10^{-3}$ – при $P_4 = 0,6$ МПа; максимум и минимум времени (τ , час) – 12 и 1. Таким образом, все опыты разбиты на четыре серии: 1 и 2 в варианте *а*; 3 и 4 в варианте *б*.

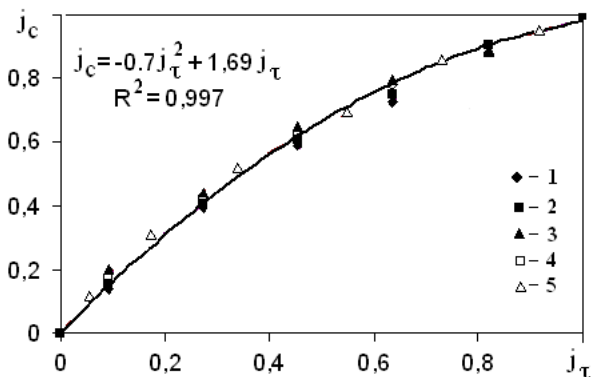


Рис. 3. Ход относительной деформации мерзлой супеси при одноосном сжатии j_c в относительном времени j_τ при разных температурах и давлениях, 1...4 – обозначения серий опытов (пояснения в тексте), 5 – расчет по формуле (9) при $z = 0,7$

Результаты расчетов представлены на рис.3 в виде графиков хода относительной деформации j_ϵ в относительном времени j_t . Значки – экспериментальные данные, кривая рассчитана по полиномиальной формуле (8) при $A=0,7$.

Рис.3 демонстрирует соответствие численных коэффициентов А, Б и γ сформулированным выше правилам их определения и хорошую сходимость фактических значений j_ϵ с вычисленными по обеим формулам.

Ранее [5] эти же материалы обработаны в размерном виде. Оба варианта обработки показывают хорошую результативность, но при обработке данных в относительных величинах обеспечивается более высокий уровень обобщения – вместо 4-х кривых имеем всего одну.

4. В книге С.С. Вялова [2] опубликованы графики зависимости предельно-длительной прочности смерзания глинистых и песчаных грунтов с фундаментом от температуры по результатам экспериментов российских и американских исследователей, выполненных в разных условиях (разные грунты, температуры, материал фундамента, способы его погружения). Диапазоны изменения температуры: 0 – -6 °С, прочности смерзания: 0 – 0,3 МПа у глинистых грунтов и 0 – 0,4 МПа у песчаных. Поскольку разброс данных для разных условий невелик, мы ограничились анализом только максимальных и минимальных величин. На рис. 4 приведены графики зависимости максимальных и минимальных значений относительной длительной прочности смерзания глинистых j_r и песчаных j_n грунтов от относительной температуры j_t . Величины j_r , j_n и j_t выпуклых кривых рассчитаны по формуле (1), для

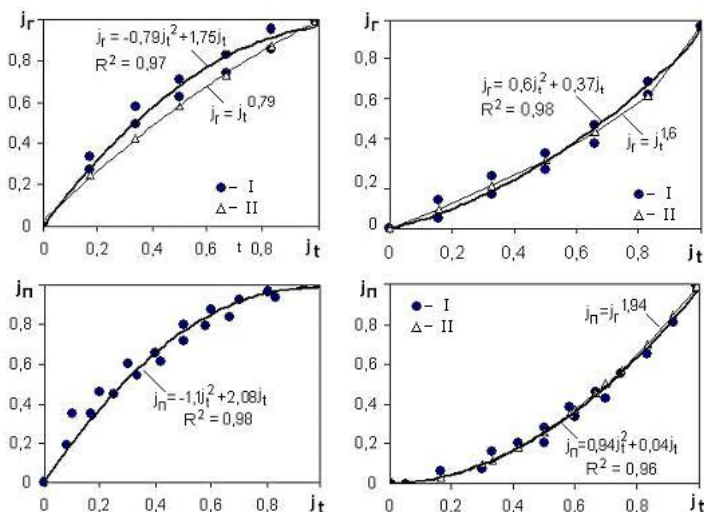


Рис. 4. Зависимость прочности смерзания j_r глинистых (вверху) и песчаных (внизу) грунтов j_n от температуры j_t в безразмерном виде (1- фактические данные, II- расчет по формуле (9), кривые – полиномиальные аппроксимации вида (8), другие пояснения в тексте).

вогнутых – по формуле (1)'. Все кривые аппроксимированы полиномом (8) с достоверностью $R^2 \approx 0,96...0,97$. У глинистых грунтов $A=0,79$; $B=1,75$ – выпуклые

кривые и $A=0,61$; $B=0,37$ – вогнутые кривые. У песчаных грунтов $A=-1,1$; $B=2,08$ – выпуклые кривые и $A=0,94$; $B=0,04$ – вогнутые. Во всех случаях $A+B \approx 1$. Значки Π относятся к j_λ и j_w , рассчитанным по формуле (9) для вогнутых кривых при $z=A+1$. Они практически лежат на кривых, рассчитанных по формуле (8). Значения j_λ и j_w , также рассчитанные по формуле (9) для выпуклых кривых при $z=A$, плохо совпадают с фактическими данными. В этом случае нормализацию лучше выполнять по (1)'.

Таким образом, соблюдены все сформулированные выше условия и предпосылки, при которых действительны формулы (8) и (9).

5. Авторами [3] определялись коэффициенты теплопроводности (λ , ккал/м· час· °С) талых и мерзлых грунтов разного состава. Эти данные опубликованы в виде таблиц и графиков зависимости размерных λ от состава грунта, его теплового состояния и коэффициента водонасыщения. Дальнейший анализ показал, что эта зависимость тоже аппроксимируется формулами (8)-(9). Для примера на рис. 5 приведены графики связи нормализованных значений коэффициентов теплопроводности j_λ и водонасыщения j_w талых и мерзлых грунтов.

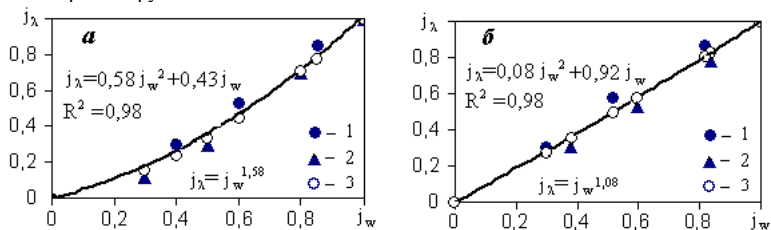


Рис. 5. Зависимость j_λ от j_w талых - а и мерзлых - б глинистых грунтов - 1 и торфа - 2, рассчитанная по полиномиальной (кривые) и степенной - 3, формулам.

Графики и их аппроксимации на рис.5 также подтверждают выдвинутые теоретические положения: зависимость j_λ (j_w) не зависит от состава грунта; сумма численных коэффициентов полиномов $A+B \approx 1$; расчеты по формулам (8) и (9) дают близкие результаты, причем показатель степени $z = A+1$.

Заключение. Формулы взаимосвязей параметров криогенных и других природных систем, выраженных в относительных величинах, в большинстве случаев имеют полиномиальный или степенной вид, а их численные коэффициенты равны константам ОЗС. Можно говорить об универсальности предлагаемых моделей и достаточно общих закономерностях взаимосвязей параметров природных систем разного генезиса, проявляющихся через ОЗС. Предлагаемая методика является междисциплинарным инструментом для обобщения результатов наблюдений за криогенными и другими природными системами, упорядочивающим и удешевляющим инженерно-геологические изыскания.

Литература

1. Бронштейн И.Н., Семендяев К.А. Справочник по математике. М.: Наука, 1980.975 с
2. Вязлов С.С. Реология мерзлых грунтов. М.: Стройиздат, 2000, 464 с.
3. Коновалов А. А., Роман Л.Т. Особенности проектирования фундаментов в нефтепромысловых районах Западной Сибири. Л.: Стройиздат. 1981. 168 с.
4. Коновалов А. А. Закономерности функционирования природных систем. Saarbrücken, Germany. Palmarium academic publishing, 2015. 67 с.
5. Коновалов А.А. Деформационная модель развития экосистем. Новосибирск: ГЕО, 2011. 146 с.
6. Ландштейдт Т. Космическая функция золотого сечения, 1992 [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://astrologic.ru/library/golden.htm>.

7. Роман Л.Т. Мерзлые торфяные грунты как основания инженерных сооружений. Новосибирск: Наука, 1987. 193 с.
8. Сороко Э.М. Структурная гармония систем // Минск: Наука и техника, 1984 –265 с.
9. Стахов, А. П. Введение в алгоритмическую теорию измерения. М.: Советское Радио, 1977. 288с.

ПРОГНОЗ ДЕФОРМАЦИЙ ОТТАИВАЮЩИХ ГРУНТОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПАРАМЕТРИЧЕСКИХ УРАВНЕНИЙ

П.И. Котов, М.Н. Царапов

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Россия,
e-mail: kotovpi@mail.ru

В статье представлены результаты прогноза деформаций оттаивающих грунтов с использованием параметрических уравнений на основе данных компрессионных испытаний. Получено, что наиболее точные расчеты характерны для грунтов массивной криогенной текстуры. Выявлены особенности применимости параметрических уравнений для прогноза и даны рекомендации по их использованию.

FORECAST OF DEFORMATION THAWING SOILS USING PARAMETRIC EQUATIONS

P.I. Kotov, M.N. Tsarapov

Lomonosov Moscow State University, Russia, *e-mail: kotovpi@mail.ru*

The article presents the results of deformation forecast thawing soils using parametric equations on the basis of test data compression. It was found that the most accurate deformation estimates describe soil with massive cryogenic texture. The application features of parametric equations obtained for the forecast and we created recommendations for their using.

Введение. При строительстве на многолетнемерзлых грунтах применяют два основных принципа их использования в качестве оснований зданий и сооружений. В последние годы значительно увеличился интерес ко второму принципу. Это связано с интенсивным освоением районов южной криолитозоны и с глобальным изменением температуры воздуха. Использование грунтов в качестве оснований по второму принципу требует прогноза осадок оттаивающих грунтов и определения сроков их консолидации. Достоверность указанного прогноза обусловлена точностью определения развития деформации во времени.

В настоящее время основным методом исследования оттаивающих грунтов являются лабораторные компрессионные испытания, в результате проведения которых определяются две деформационные характеристики (коэффициент оттаивания и сжимаемости). Эти характеристики используются для расчета осадок оттаивающего грунта. Осадка оттаявшего и уплотненного грунта включает две составляющих [1]:

$$S = S_{th} + S_{\sigma,k}, \quad (1)$$

где S_{th} –осадка, обусловленная действием оттаивания и уплотнения от собственного веса; $S_{\sigma,k}$ –осадка, обусловленная дополнительным давлением на грунт от действия веса сооружения.

Составляющая осадки S_{th} определяется:

$$S_{th} = \sum_{i=1}^n (A_i + m_i \sigma_{z,g,i}) h_i, \quad (2)$$

где A_i и m_i - соответственно коэффициенты оттаивания (доли единицы) и сжимаемости (МПа^{-1}), полученные экспериментально; $\sigma_{z,i}$ – вертикальное напряжение от собственного веса грунта в середине i -го слоя, определяемое расчетом для глубины Z_i от уровня планировочных отметок с учетом взвешивающего действия воды; h_i – толщина i -го слоя оттаивающего грунта, см.

Составляющая осадки $S_{\sigma,k}$ при расчетной схеме основания в виде линейно-деформируемого слоя конечной толщины, разработанной в механике грунтов [88] и принятой в нормативных документах [72], определяется по формуле:

$$S_{\sigma,k} = \sigma_0 b K_h \sum_i^n a_i K_{\mu,i} (K_i - K_{i-1}), \quad (3)$$

где σ_0 – дополнительное вертикальное давление на основание под подошвой фундамента, МПа; b – ширина подошвы фундамента, см; K_h , $K_{\mu,i}$, K_i и K_{i-1} – безразмерные коэффициенты; l – длина подошвы фундамента, см.

При этом актуальной задачей является прогноз консолидации грунта под различными нагрузками в определенный момент времени, так как это необходимо знать при проектировании сооружений, допускающих оттаивание в процессе строительства или эксплуатации, а формулы (2-3) этого не позволяют сделать. В данной статье рассмотрены расчеты осадок оттаивающих грунтов по различным параметрическим уравнениям с учетом действия нагрузок и времени.

Методика. Для проведения исследования использовались данные компрессионных испытаний грунтов нарушенного и ненарушенного сложения, отобранных в Таз-Енисейской области (север Западной Сибири). Все испытания проводились согласно ГОСТ 12248-2010 [2]. Для выполнения расчетов использовались данные только первых трех ступеней нагружения (из пяти), а прогноз деформаций был проведен на пятую ступень. Таким образом, мы можем сравнить расчетные данные, полученные при использовании параметрических уравнений, и экспериментальные. Для математического описания зависимости протекания деформаций оттаивших грунтов во времени при различных ступенях нагружения использовались следующий подход.

По данным испытаний оттаивающих грунтов устанавливалась зависимость деформаций от времени на каждой ступени нагружения, по которой строилось семейство кривых ползучести по опытным данным на второй и третьей ступеней. Деформация оттаивания исключалась из анализа ввиду значительной осадки и отличия характера деформирования при фазовом переходе. Потом, используя полученные параметры уравнения, проводился прогноз деформации на пятую ступень. Время окончания консолидации грунта на четвертой и пятой ступени принималось 100 часов (в среднем консолидация заканчивалась в течение 48 часов)

Расчеты выполнялись по феноменологическим формулам степенного и логарифмического вида и уравнению деформирования С.С. Вялова, полученного из теории старения [3]. Параметры этих формул находились путем выравнивания кривых ползучести и изохронных кривых. Более подробно методика обработки изложена в работе Вялова С.С., Котова П.И. [3,4]

Степенное уравнение имеет вид:

$$\varepsilon = \left(\frac{\sigma}{A_n} \right)^{1/m} \left(\frac{t}{T} \right)^{\beta} \quad (4)$$

где ε - относительная деформация, д.е.; t - время, мин; σ - нагрузка, МПа; A_n , m , T , β - опытные параметры.

Логарифмическое уравнение принято в следующем виде:

$$\varepsilon = \left(\frac{\sigma^* \delta}{A_n} \right)^{1/m} \ln \left(\frac{t+T}{T} \right) \quad (5)$$

где ε - относительная деформация, д.е.; t - время, мин; σ - нагрузка, МПа; A_n, m, T - опытные параметры.

Уравнение С.С. Вялова, полученное на основе теории старения, имеет вид

$$\varepsilon = \left(\frac{\sigma}{\xi} \cdot t^\alpha \right)^{1/m} \quad (6)$$

где ε - относительная деформация, д.е.; t - время, мин; σ - нагрузка, МПа; ξ, m, α - опытные параметры.

Используя методику обработки данных, получены параметры уравнения (4-6) для суглинка ($W=30\%$, $\rho=1,86 \text{ г/см}^3$) и построен график зависимости относительной осадки от времени по экспериментальным данным и по данным расчета (рис.1).

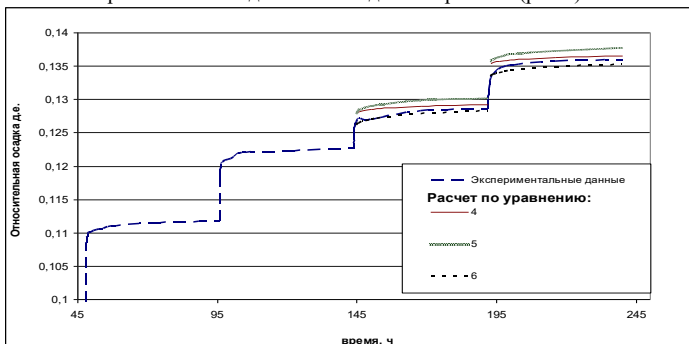


Рис.1. График зависимости относительной осадки от времени суглинка по экспериментальным данным и по данным расчета

Также был проведен расчет конечных осадок на пятой ступени, используя стандартную методику. Для этого по данным трех ступеней нагружения строился график зависимости стабилизированной осадки от напряжения и определялись деформационные характеристики. Используя эти характеристики, проводился прогноз деформации на пятой ступени нагружения.

Как показали исследования осадки оттаивающих грунтов в значительной степени зависят от криогенной текстуры [5-8], поэтому проведена обработка данных испытаний грунтов нарушенного сложения (массивной криогенной текстуры) и ненарушенного (с различной криогенной текстурой)

Результаты. С использованием описанной выше методики обработаны данные компрессионных испытаний грунтов нарушенного сложения, отобранных в Таз-Енисейской области. Все грунты характеризовались массивной криогенной текстурой и представлены песком, супесью и суглинком с различными значениями влажности (около 40 опытов). После этого была рассчитана относительная погрешность определения деформации на пятой ступени при использовании данного метода расчета для всех видов грунтов (рис. 2). Относительная погрешность рассчитывалась как отношение разности экспериментальной характеристики и расчетной к экспериментальной.

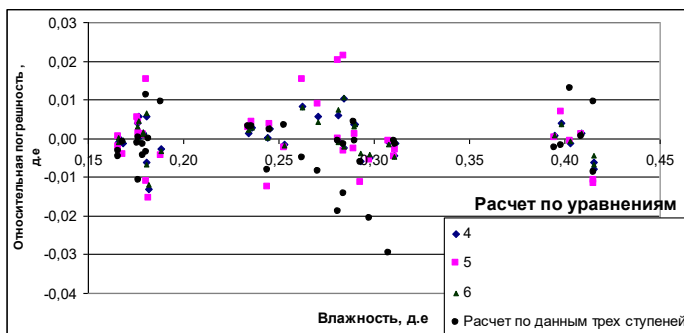


Рис. 2. Зависимость относительной погрешности определения деформации от влажности грунтов нарушенного сложения

Получено, что относительная погрешность определения деформации всех грунтов вне зависимости от использованного уравнения не превышает 3 %. Анализ результатов показал, что при использовании логарифмического уравнения данные осадки при различных значениях времени значительно отличаются от экспериментальных (рис. 3).

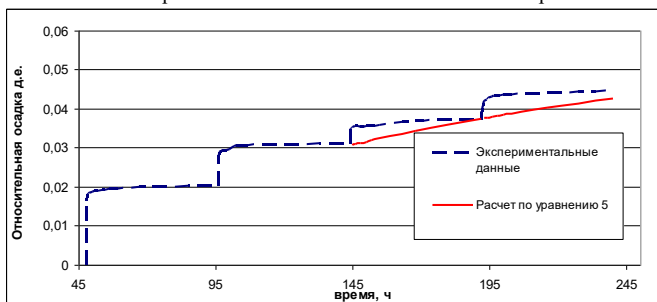


Рис.3. График зависимости относительной осадки от времени по экспериментальным данным и по данным расчета (на примере супеси с $W=28\%$, $\rho=1,89\text{ г/см}^3$)

Выявлено, что при использовании уравнения (4) и (6) относительная погрешность определения деформаций вне зависимости от вида грунта минимальна, но в уравнении (6) меньше параметров, что делает эту формулу более простой для расчетов, поэтому она использовалась для расчетов деформаций грунтов ненарушенного сложения, отобранных в Таз-Енисейской области, характеризующихся различными значениями влажности и криогенными текстурами.

Проведенные исследования показали, что из 96 опытов 54 испытания удовлетворяют необходимым условиям применения уравнения (6) – параллельность изохронных кривых в логарифмических координатах и уменьшение общей деформации на каждой ступени. Так, при влажности глинистых грунтов выше 35% только для 46% опытов выполняется условие применимости уравнения, а при влажности меньше 35% – для 78%. Таким образом, расчеты проведены для 10 опытов с песком, 16 – с супесью, 28 – с суглинком. Кроме этого рассмотрены данные прогноза конечных осадков на пятой

ступени с использованием только трех ступеней нагружения для оценки выбора более точного подхода.

После обработки всех опытов получено, что расчетные значения деформации на пятой ступени вне зависимости от вида грунта отличались от экспериментальных не более, чем на 16 % для суглинка и 7 % для супеси и песка (рис. 3). При этом значения деформаций, рассчитанных методом аппроксимации по данным трех ступеней нагружения, отличались значительно, некоторые в 2 раза (рис. 3). Как видно из рисунков, при расчете с помощью формул были получены большей частью заниженные значения деформации для каждого вида грунта.

Таким образом, можно сделать вывод, что использование параметрических уравнений имеет ограниченное применение. Так, для грунтов нарушенного сложения из-за их достаточно однородного строения и как следствие равномерного деформирования этот подход с использованием параметрических уравнений дал погрешность, не превышающую 3%. При этом значения деформаций, рассчитанных по логарифмическому уравнению могут значительно отличаться от экспериментальных. А для прогноза деформаций грунтов ненарушенного сложения Таз-Енисейской области использование уравнения (6) имеет также ограниченное применение. Это связано с различным характером деформирования грунтов, имеющих в мерзлом состоянии различные криогенные текстуры и строение. Так, при влажности глинистых грунтов выше 35% только для 46% выполняется условие применимости уравнения. Но если все условия выполняются, то относительная погрешность не превышает 16 % для суглинка и 7 % для супеси и песка

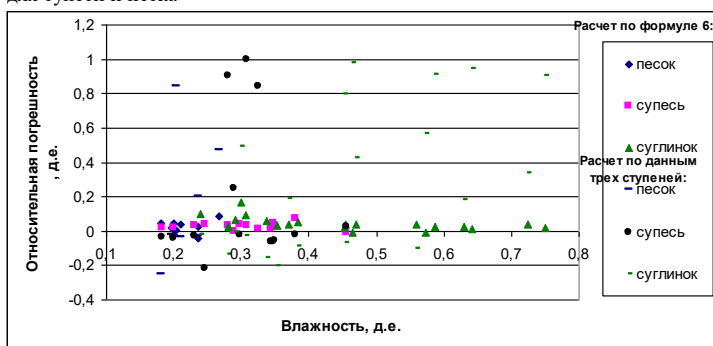


Рис.3. Зависимость относительной погрешности определения конечной деформации от влажности грунтов ненарушенного сложения Таз-Енисейской области

Выводы. На основе выполненных экспериментальных исследований и проведенных расчетов можно сделать следующие выводы:

1. Для всех грунтов расчет по данным только трех ступеней нагружения приводит к наибольшей погрешности определения деформаций, поэтому необходимо выполнение прогноза деформаций на четвертой и пятой ступени для получения более достоверных результатов.

2. Использование параметрического уравнения (6) позволяет достаточно точно (относительная погрешность расчета деформации не превышает 16 % для суглинка и 7 % для супеси и песка) рассчитать деформацию с учетом действия нагрузок и времени, чем применение предложенного в СП 25.13330.2012 метода. Но при этом прогноз с помощью параметрического уравнения имеет ограничения по применению, поэтому

этот метод не может применяться повсеместно.

Таким образом, для некоторых образцов возможно использовать параметрические уравнения для прогноза деформаций. Но при этом необходимо дальнейшее усовершенствование уравнений и проверки их применимости на данных полевых испытаний для разработки теории их повсеместного использования.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00227 мол_а

Литература

1. СП 25.13330.2012. Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах. М.: ФЦС, 2012. - 52с.
2. ГОСТ 12248-2010. Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости. М.: Стандартинформ, 2011. - 109 с.
3. Вялов С. С. Реологические основы механики мерзлых грунтов М.: Высшая школа, 1978. 447 с.
4. Котов П.И. Компрессионное деформирование прибрежно-морских мерзлых грунтов при оттаивании (европейский север России, Западная Сибирь). М: автореферат канд. дис., 2014, 23 с.
5. Гречишев, С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л. Основы моделирования криогенных физико-геологических процессов. М.: Наука, 1984.-230 с.
6. Ершов, Э.Д. Деформации и напряжения в промерзающих и оттаивающих породах. М.: Изд-во МГУ, 1985. -167 с
7. Ершов, Э.Д. Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М.: Изд-во МГУ, 1979. -213с.
8. Цытович, Н.А. Механика мерзлых грунтов. М.: Высшая школа, 1973.- 446 с.
9. Andersland, O.B., Ladanyi B Frozen Ground Engineering. Published by American Society of Civil Engineers and John Wiley & Sons, 2004 – 363 p

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ, СОСТАВА, ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И СОПРОТИВЛЕНИЯ СДВИГУ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ.

А.Н.Малеева

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия; malenish@yandex.ru

На основе комплексных исследований температурных деформаций мерзлых грунтов и испытаний на быстрый сдвиг была получена взаимосвязь температурных деформаций мерзлых грунтов и условно-мгновенной прочности на сдвиг. Испытания проводились в одинаковых температурных условиях для образцов с идентичными свойствами, характеристики определялись для трех видов грунтов: песка, супеси и суглинка. Показаны взаимосвязанные закономерности зависимости температурных деформаций и сопротивления сдвигу от степени водонасыщения, которая обуславливает как содержание заземленных газов, так и цементацию частиц грунта льдом.

COMPLEX RESEARCH THERMAL DEFORMATIONS, COMPOSITION, PHYSICAL PROPERTIES AND SHEAR STRENGTH OF FROZEN SOILS.

Maleeva A.N.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, malenish@yandex.ru

On the basis of comprehensive studies of temperature deformation of frozen soils and test the rapid shift has been received the relationship of temperature deformation of frozen soils and conditionally instantaneous shear strength. The tests were conducted under the same conditions of temperature for samples with identical properties, characteristics were determined for the three types

of soil: sand, sandy loam and loam. Showing related laws according to thermal strains and shear resistance of the degree of water saturation, which causes the content clamped gases and particles of soil cementation ice.

Введение. Мерзлые грунты, как все твердые тела, подвержены температурным деформациям, которые обуславливают изменение объемного напряжения. В тот момент, когда температурные напряжения превышают льдоцементационные связи, наступает предельное состояние, при котором возникают трещины [1]. Растрескивание мерзлых пород – один из самых распространенных криогенных физико-геологических процессов в условиях холодного климата. Этот процесс является важным рельефообразующим фактором, причиной возникновения и роста повторно-жильных льдов, а так же оказывает негативное воздействие на инженерные сооружения.

В настоящее время разработан ряд математических моделей, описывающих процесс морозобоинного растрескивания. Первую модель предложил Б.Н.Достовалов [2], которая позволяет рассчитывать приблизительно расстояние между трещинами и ширину раскрытия трещин по верху в зависимости от градиента температуры в массиве, модуля упругости и коэффициента температурной деформации пород. В дальнейшем разработкой и усовершенствованием математических моделей процесса температурных деформаций и напряжений занимались С.Е.Гречищев, И.Н. Вотяков, В.П. Мерзляков и др.

Во всех математических моделях одной из исходных характеристик является коэффициент температурных деформаций α , который представляет собой «структурно-чувствительной» характеристику мерзлых грунтов, количественно определяя удельное изменение объема грунта при изменении температуры на один градус.

Определением численного значения коэффициента температурного расширения и выявлением основных закономерностей температурных деформаций мерзлых грунтов в лабораторных условиях занимались многие известные ученые, такие как Е. П. Шушерина, И.Н. Вотяков, С.Е. Гречищев, Л.Т. Роман, Э.Д. Ершов и другие. Методически эти исследования заключались в измерении деформаций в процессе изменения температуры.

Следует отметить, что одной из главных особенностей температурных деформаций мерзлых грунтов является термоползучесть, т.е. протекание деформаций во времени. Стабилизация температурных деформаций в грунтах происходит довольно медленно, в течение нескольких суток после того, как образцы уже приняли постоянную температуру [1], что необходимо учитывать при определении α .

Методика исследований. Испытания проводились для трех видов грунтов: песка, супеси и суглинка. Образцы нарушенного сложения изготавливались из грунтовой пасты. Криогенные текстуры формировались массивные. Для двух видов опытов изготавливались образцы с одинаковыми заданными физическими свойствами.

В настоящей работе уточнена методика исследований температурных деформаций мерзлых грунтов. Испытания проводились в теплоизоляционном коробе, установленном внутри ходильной камеры, использовался электронный измеритель деформаций. Такая конструкция опытной установки позволяет повысить точность исследований и упрощает проведение эксперимента.

Испытания на быстрый сдвиг проводились по стандартной методике на приборе ВСВ-25.

Результаты исследований. Получены зависимости температурных деформаций от влажности для супесей, песков и суглинков в диапазоне температуры от -7°C до -1°C . Установлено, что абсолютное значение коэффициента температурных деформаций возрастает при уменьшении влажности и при понижении температуры (рис.1). Это объясняется тем, что воздух имеет наибольший коэффициент температурных

деформаций, чем больше пор заполнено воздухом, тем больше коэффициент температурных деформаций грунта [3].

В целом можно сказать, что зависимости коэффициента температурных деформаций от температуры имеют значительно более сложный характер, чем зависимость относительных деформаций (рис.2), так как коэффициент температурных деформаций отражает скорость деформирования.

Удалось установить интересную закономерность: время стабилизации температурных деформаций зависит не только от типа грунтов, но и от температуры и в значительной степени увеличивается с увеличением дисперсности при одной и той же температуре (Рис.3). Этот результат качественно согласуется с выводами таких авторов, как С. Е. Гречищев [1] и Е. П. Шушерина [6]. В их работах приводятся данные о стабилизации деформаций дисперсных мерзлых грунтов в течение 2-4 суток. Различие времени стабилизации для исследуемых типов грунтов обусловлено скоростью деформации, зависящей от периода времени, необходимого для перестройки микроструктуры грунта. При увеличении дисперсности увеличивается не только содержание незамерзшей воды, но и скорость фазовых переходов, и хотя грунты были с неполной степенью водонасыщения, протекание фазовых переходов во времени повлияло на скорость перестройки структуры и, соответственно, на скорость деформации.

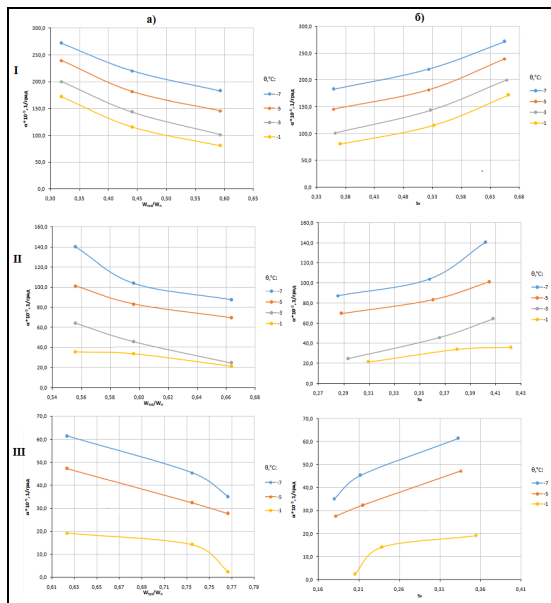


Рис.1 Зависимость коэффициента температурных деформаций от степени водонасыщения (а) и степени заполнения пор воздухом (б) для разных типов грунтов: I – песок; II – супесь; III – суглинок.

Параллельно проводились испытания образцов с идентичными физическими свойствами на быстрый сдвиг. Получены значения мгновенной прочности в том же

диапазоне температуры (от -7°C до -1°C), что при определении коэффициентов температурных деформаций α .

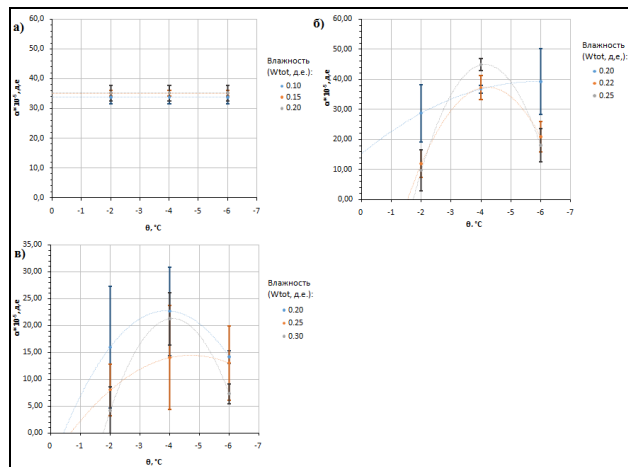


Рис.2 Зависимость коэффициентов температурных деформаций от температуры для разных видов грунтов: а) песок; б) супесь; в) суглинок.

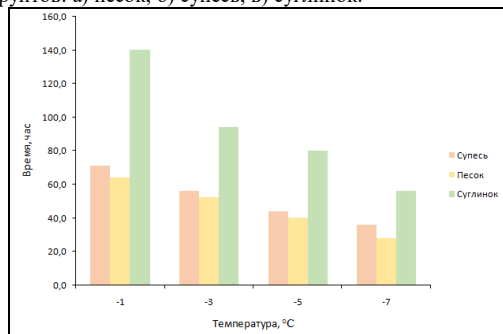


Рис.3. Время стабилизации температурных деформаций при разной температуре для разных видов грунтов

Полученные данные условно-мгновенного сопротивления сдвигу τ всех исследуемых грунтов от температуры и степени водонасыщения (рис.4) согласуются с известными данными многих авторов (Пекарская [3]; Роман [4]; и др.). Так как влажность образцов задавалась меньше полной влагоемкости, ее возрастание обуславливало повышение прочности в связи с увеличением сил цементационных связей льда и частиц грунта. С понижением температуры, соответственно, прослеживается увеличение τ для всех исследованных грунтов. Интересно отметить, что указанное увеличение τ , как очевидно, вызвано упрочнением всех составляющих грунта, в том числе, кристаллической решетки льда в результате деформаций температурного сокращения.

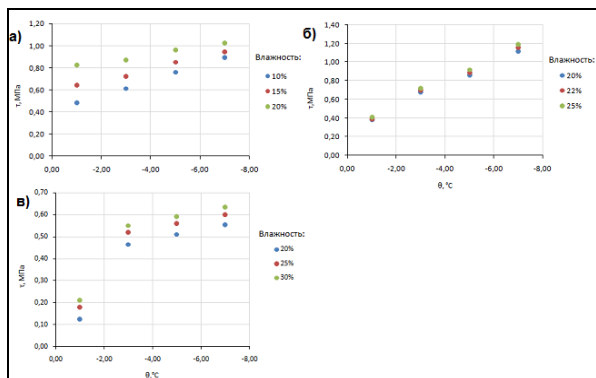


Рис.4. Зависимость условно-мгновенной прочности на сдвиг от температуры и влажности: а- песок; б – супесь; в - суглинок

Установлены зависимости между мгновенной прочностью на сдвиг и коэффициентом температурных деформаций.

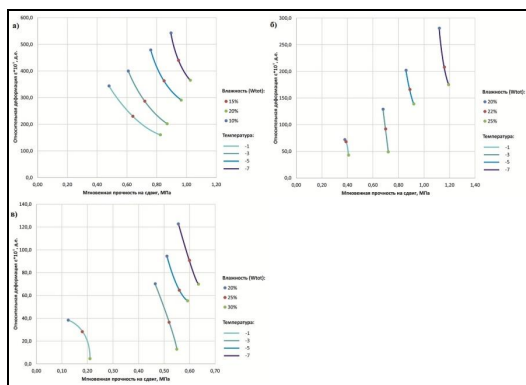


Рис.5. Взаимосвязь относительных температурных деформаций и условно-мгновенной прочности на сдвиг для разных типов мерзлых грунтов: а- песок; б – супесь; в – суглинок

По результатам исследований, можно оценить влияние температурных деформаций мерзлых грунтов на условно-мгновенную прочность при сдвиге. Как было отмечено, при изменении температуры мерзлого грунта все компоненты подвергаются деформациям: повышение температуры обуславливает увеличение объема, понижение - сжатие. Указанные деформации связаны с изменением микроструктуры грунта и одновременно с фазовыми переходами влияют на формирование прочности.

Одновременно с изменением количества незамерзшей воды и льда при изменении температуры, изменяется содержание газовой компоненты грунта. Как было показано выше, наибольший вклад в формирование величины температурных деформаций вносит именно газовая компонента. Так как коэффициент температурных деформаций газов весьма значителен, то при охлаждении в порах создается вакуум, который заполняется другими компонентами грунта, прежде всего незамерзшей водой. Этот процесс возможен в том случае, когда «силы вакуума» становятся больше внутренних сил связи между компонентами грунта, он протекает во времени, чем вызвано его отставание по сравнению с изменением температуры [5]. Данный процесс также должен оказывать влияние на формирование условно-мгновенной прочности на сдвиг.

Закключение. Получены зависимости относительных температурных деформаций от влажности, степени водонасыщения, степени заполнения пор воздухом, а также зависимости характерных периодов времени до стабилизации деформаций от температуры и вида грунта. Полученные зависимости позволили установить следующие закономерности:

а) с уменьшением степени водонасыщения температурные деформации увеличиваются в связи с увеличением объемного содержания воздуха в порах грунта.

б) время стабилизации температурных деформаций на каждой температурной ступени увеличивается с увеличением дисперсности грунта и повышением температуры.

Установлена взаимосвязь температурных деформаций и условно-мгновенной прочности на сдвиг. Получены зависимости увеличения прочности в пределах повышения водонасыщения и снижения объемного содержания газов в порах грунта.

Работа выполнена под руководством д.г.-м.н, профессора Роман Л.Т. на кафедре геокриологии МГУ

Литература:

1. Гречищев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогнозы. М.: Недра, 1980. 382 с.
2. Достовалов Б.Н. О физических условиях образования морозобойных трещин и развития трещинных льдов в рыхлых породах // Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике. Якутск, 1952. Вып.3. С. 162-194.
3. Пекарская Н.К. Прочность мерзлых грунтов при сдвиге и ее зависимость от текстуры. Изд-во АН СССР, М., 1963. – 107с.
4. Роман Л.Т. Мерзлые торфяные грунты как основания сооружений. -Новосибирск: Наука, 1987.-219с.
5. Роман Л.Т. Механика мерзлых грунтов. -М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2002.-426 с.
6. Шушерина Е.П., Зайцев В.Н. Температурные деформации многолетнемерзлых дисперсных пород и повторно-жильных льдов//Сб. «Мерзлотные исследования» Вып. XV/ Изд-во МГУ, 1976. С. 187-197.

АНАЛИЗ ФИЗИЧЕСКИХ И АКУСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ (ДАННЫЕ ПО СКВАЖИНЕ В РАЙОНЕ 450 КМ ФЕДЕРАЛЬНОЙ АВТОТРАССЫ «ЛЕНА»).

Е.В. Ратникова

МГУ им.Ломоносова, кафедра геокриологии, Москва, Россия,

e-mail: ratnikovalen@mail.ru

Приводятся результаты исследования акустическим способом, в результате которого выделили состояния мерзлых грунтов на участке по скважине в районе 450 км федеральной автодороги «Лена». Установлены границы, выделенные по осям синфазности отраженных

электромагнитных волн, и проанализированы зависимости геофизических параметров от состава и физических свойств грунтов.

ANALYSIS OF PHYSICAL AND ACOUSTIC PROPERTIES OF FROZEN SOILS (DATA IN THE AREA WELL 450 KM FEDERAL HIGHWAY "LENA").

E.V. Ratnikova

Moscow State University, Department of permafrost, Moscow, Russia,
e-mail: ratnikovalen@mail.ru

The results of the study by acoustic method, which resulted in the allocated state of frozen soils on the site for a well in the area of 450 km of federal highway "Lena". Limits on the selected axes in phase reflection of electromagnetic waves, and analyze geophysical parameters depending on the composition and physical properties of soils.

Исследования выполнены на трассе автодороги.

Положение. Исследуемый участок расположен в пределах Нерюнгринского района Республики Саха (Якутия). Ближайшим крупным населенным пунктом является пос. Чульман, находящийся в 50 км к югу по федеральной автотрассе «Лена». Участок федеральной автодороги «Лена» в районе 450 км расположен в пределах бассейна р. Большой Дурай, являющейся правым притоком р. Унгра.

Ландшафтное описание района исследований. Суровые климатические условия и развитие прерывистой многолетней мерзлоты обусловили бедный растительный покров. По типу растительности территория района входит в подзону средней тайги в провинцию светлохвойной тайги. Растительный покров характеризуется распространением горных лиственничных и лиственнично-кедровых лесов[1].

Лиственничные леса характерны для участков с многолетней мерзлотой (широкие распадки, сильноувлажненные участки). Лесообразующей породой является даурская лиственница. Нижний ярус представлен березкой Миддендорфа, багульников, кустарниковой ольхой, кедровым стлаником, голубичником. Подчиненное значение имеют сосново-лиственничные багульниково-брусничные леса с кедровым стлаником.

Верхние части склонов заняты редколесьями и кустарниками (березка Миддендорфа, кедровый стланник). Присутствие кедрового стланика указывает о наличии крупнообломочного материала. Ива, распространенная в пойме р. Дурай и ручьев, является индикатором отсутствия мерзлоты.

Район работ входит в зону распространения горнотаежных мерзлотных оподзоленных почв[1]. Почвы маломощны и бедны гумусом. В районе выделяют аллювиальные гумусовые и дерново-подзолистые почвы на элювии и делювии мезозойского возраста, а также мерзлотные подзолисто-болотные почвы в долинах ручьев и рек.

Геологическое строение. Район исследований расположен в структуре Алданского щита в пределах северной части Чульманской впадины. Геологическое строение представлено горными породами верхнего отдела юхтинской свиты нижней юры, нижнего отдела дурайской свиты средней юры, а также нерасчлененными четвертичными элювиально-делювиальными образованиями. Нерасчлененные четвертичные элювиально-делювиальные отложения занимают верхние части водоразделов и представлены глыбово-щебнисто-обломочным материалом, вмещаемым суглинком или супесью. Количество обломочного материала в составе отложений составляет 50-80%. Мощность отложений достигает 8,0 м[2].

Геокриологические условия территории. В пределах Чульманского плато многолетнемерзлые горные породы имеют островное распространение на

водоразделах, прерывистое и сплошное в долинах рек и ручьев[3]. Геоэкологические условия данной территории во многом определяются расчлененностью рельефа, экспозицией склонов, трещиноватостью горных пород, наличием источников подземных вод и др.

Силами Института мерзлотоведения СО РАН в поле (июль, 2015 г.) выполнена георадиолокация с разными видами антенн, имеющих центральные частоты 50, 300 и 600 МГц. до глубины 14 м (Л. Гагарин, И. Хосторовов). На их основе выделены три градиента, кроме почвенно-растительного слоя (ПРС) (рис. 1). Затем на исследуемом участке пробурена скважина 01 на глубину 12 м. Отобраны керны грунта для определения состава и физико-механических свойств. Дано описание пород по глубине. В сентябре 2015 замерена температура по глубине скважины (табл. 1).

Геологический разрез и температура грунтов по скважине



Рис. 1. Скважина 01, построенная по данным метода георадиолокации.

В лабораторных условиях определены состав и физические свойства пород по данным испытаний кернов: гранулометрический состав, естественная влажность, температура начала замерзания, содержание незамерзшей воды. (табл. 2; 3).

Таблица 2.

Гранулометрический состав исследуемых грунтов

Глубина, м	Содержание частиц в каждой фракции, %							Название грунта по ГОСТ 25100-2011
	Диаметр частиц, мм							
	1 - 0,5	0,5 - 0,25	0,25 - 0,1	0,1 - 0,05	0,05 - 0,01	0,01 - 0,005	< 0,001	
0,33-1,02	0,0	2,8	35,0	32,2	7,9	4,3	17,8	песок
1,6-1,97	5,7	6,6	22,1	9,9	10,5	12,1	33,1	суглинок легкий песчанистый
1,97-2,2	4,4	7,2	24,4	16,0	23,6	7,1	17,3	суглинок легкий песчанистый
2,2-2,5	3,4	7,0	32,3	25,3	15,2	5,5	11,3	супесь песчанистая
3,65-4,1	0,0	1,9	30,2	24,2	19,1	6,6	17,9	суглинок легкий песчанистый
4,1-4,5	0,6	5,1	38,1	0,3	19,5	10,5	25,7	песок
4,5-4,8	2,8	9,4	31,9	4,8	19,1	6,6	25,3	супесь пылеватая
5,0-5,3	3,8	5,4	19,4	31,9	7,4	10,5	21,4	супесь песчанистая

Таблица 3

Физические свойства грунтов

Глубина, м	Название грунта	W_{tot}	W_t Граница текучести	W_p граница раскатывания пластичности)	I_p число пластичности
0,33-1,02	песок	0,22	0,2	0	0
1,6-1,97	суглинок легкий песчанистый	0,2	0,24	0,17	7,25
1,97-2,2	суглинок легкий песчанистый	0,15	0,22	0,15	7,26
2,2-2,5	супесь песчанистая	0,25	0,23	0,17	6,68
3,65-4,1	суглинок легкий песчанистый	0,23	0,20	0,09	10,91
4,1-4,5	песок	0,23	0,17	0	0
4,5-4,8	супесь пылеватая	0,22	0,19	0,15	3,61
5,0-5,3	супесь песчанистая	0,17	0,19	0,15	4,50

Закключение. Как можно видеть, по георадиолокационным исследованиям границы выделены на глубинах 0,8-1; 4,0-4,5 и 8,0-9,0 м. можно сказать, что на глубине 0,8-1,0 м находится сезонноталый слой, представленный песками. На глубине 4,0-4,5 м происходит переход от песков к пылеватой супеси. На глубине 8,0-9,0 м – переход от дисперсных пород к песчаникам. Таким образом, можно сделать вывод, что границы, определенные георадиолокационным способом, обусловлены температурой и физическими свойствами грунтов.

Намечено комплексное исследование акустически и механических свойств пород.

Литература:

1. Ресурсы поверхностных вод СССР. Под ред. Протасьева М.С. Ленинград : Гидрометеиздат, 1972. - Т.17. - С.651.
2. Торопыгин С.Б. и др. Материалы к Государственной геологической карте РФ м-ба 1:200000 (второе издание) (отчёт о результатах геологического доизучения ранее заснятых площадей масштаба 1:200000 и подготовки к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (новая серия) территории листов О-51-XXIX и О-51-XXXV) Кн. 1. – Чувьман, 2004
3. Южная Якутия. Мерзлотно-гидрогеологические и инженерно-геологические условия Алданского горнопромышленного района. Под ред. Кудрявцева В.А. Москва : Изд-во МГУ, 1975. – С. 444;
4. ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификация. М.: МНТКС, 2013.

ВЗАИМОСВЯЗЬ СКОРОСТИ ПОЛЗУЧЕСТИ И ПРОЧНОСТИ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

Л. Т. Роман

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия;

e-mail: ltr@inbox.ru

Установлена взаимосвязь скорости ползучести и длительной прочности мерзлых грунтов в пределах деформирования с постоянной скоростью. Анализируется широкий диапазон тепловых и механических нагрузок для различных видов грунтов и льда.

Получены уравнения долговечности и прочности на основе представлений о тепловых термофлуктуациях в процессе ползучести.

RELATIONSHIP CREEP SPEED AND STRENGTH OF FROZEN GROUND

L.T. Roman

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; e-mail: ltr@inbox.ru

The relationship is given of the creep rate and long-term strength of frozen soils within the deformation at a constant speed. It analyzes a wide range of thermal and mechanical loads for different kinds of soil and ice. The equations of long-term strength and durability, based on concepts of thermal fluctuation during creep was given .

В мерзлых грунтах, как и всех твердых телах, выделяются характерные критерии разрушения в зависимости от стадий ползучести [1, 2]. Наибольшее практическое значение имеет критерий разрушения, соответствующий временному переходу из стадии ползучести с постоянной скоростью (участок кривой ползучести В - С) в стадию прогрессирующего течения и разрушения (участок кривой ползучести С - Д) (рис. 1).

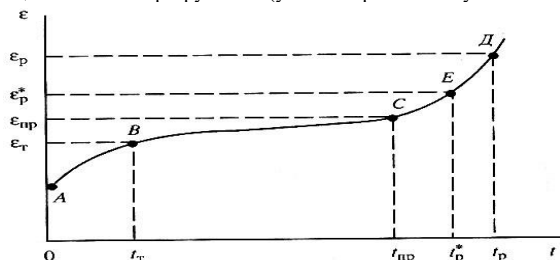


Рис. 1. Кривые ползучести мерзлого грунта (ϵ - деформация, t - время).

В настоящей работе приведен анализ зависимости скорости ползучести и потери прочности на участке В - С. Следует отметить, что единство реологического процесса ползучести и разрушения установлено многочисленными решениями прогноза длительной деформации и прочности мерзлых грунтов на основе экспериментальных и теоретических исследований предельных состояний [1.....12, и др.]. Получены уравнения, позволяющие рассчитывать деформацию и прочность мерзлых грунтов на период времени, сопоставимый со сроком службы сооружений. Параметры уравнений определяются в пределах времени опытного периода. Ряд уравнений приведены в табл.1, 2, 3.

Уравнения длительной прочности, полученные отечественными учеными, даны в табл. 2. Они основаны на результатах обобщения различных видов испытаний и теоретических решений для условий развития ползучести при постоянных напряжениях.

Зарубежными исследователями широко применяются кинематические испытания, в которых задается постоянная скорость ползучести с соответствующим изменением напряжений. Для практических расчетов несущей способности мерзлых грунтов, используемых в качестве оснований сооружений, допустимая нагрузка вычисляется в зависимости от регламентируемой деформации, определяемой по ее скорости. Ряд

уравнений, установленных при таком подходе см. табл. 3. Все рассмотренные уравнения показывают непрерывность процесса ползучести и снижения прочности.

Таблица 1.

Уравнения длительной ползучести, полученные на основе обобщения данных, приведенных в работе С. С. Вялова [1]

Исходные предпосылки		Уравнения
ТЕОРИИ	Старения	$\gamma_t = \left[\frac{\tau}{A(t, \theta)} \right]^{1/n}$
	Течения	$\gamma = \left[\frac{\tau}{A_0} \right]^{1/n} \left[\frac{T_0}{T_1 + 1} \right]^{1/n} + \frac{1}{G} (dv/dt)$
	Упрочнения	$\gamma_t = [a(\alpha + 1)]^{1/(a+1)} \exp \left[\frac{\tau}{b(\alpha + 1)} \right]^{1/(a+1)}$
	Наследственной ползучести	$\gamma = \frac{1}{G} \left\{ f[\tau(t)] + \int K(t, \nu) f[\tau(\nu)] d\nu \right\}$
Феноменологические формулы	Степенная	$\gamma_t = \left[\frac{\tau}{A_0} \right]^{1/n} \left(\frac{t}{T} \right)^p$
	Логарифмическая	$\gamma_t = \left[\frac{\tau}{A_0} (1 + \delta \ln \frac{t+T}{T}) \right]^{1/n}$
	Дробно-линейная	$\gamma_t = \gamma_e + (\gamma_\infty - \gamma_e) \frac{t}{T + 1}$

Примечания: τ - напряжение сдвига; $\gamma_0, \gamma_t, \gamma$ - деформация сдвига; условно-мгновенная, за период t , предельная; t, ν - периоды времени от начала загрузки, от момента приложения нагрузки $\tau(\nu)$, соответственно; G, G_0 - модуль сдвига в зависимости от напряжения и времени, в начальный момент приложения нагрузки, соответственно; $A(t, \theta)$, $m, T_1, T_2, n, a, b, A_0, T, \delta, T^*$ опытные параметры; $K(t, \nu)$ - ядро ползучести, характеризующее скорость ползучести при постоянном напряжении.

Таблица 2.

Уравнения длительной прочности по данным [1; 2; 3; 4; 5; 6; 7; 8; 9; 10; 11]

Уравнение	Авторы	Примечания.
$\sigma_t = \frac{\beta}{\ln \frac{t+t^*}{B}}$	С. С. Вялов	σ_t - прочность на период времени t ; $\sigma_0, \sigma_\infty, \sigma_m$ - условно-мгновенная, предельно-длительная, хрупкого разрушения, соответственно;
$\sigma_t = \left[\frac{t+t^*}{T} \right]^{-\alpha}$	С. С. Вялов	
$t_f = \frac{T}{\delta} \frac{\sigma_0 - \sigma_t}{\sigma_t - \sigma}$	Ю. К. Зарецкий, С. С. Вялов	$\beta, B, T, T_0, \alpha, \delta, n, b, \Gamma, \beta_0, \theta^0 C, T_k, K$ - температурная; Tr - период релаксации; $t_0 = 10^{-12}$
$\frac{\sigma_\infty - \sigma_m}{\sigma_m - \sigma_\infty} = T/T_0$	Ю. К. Зарецкий	$\epsilon, \epsilon_f, \epsilon_c$ - скорость ползучести в момент разрушения и при напряжении σ_c ; ϵ_f, ϵ_i - относительная деформация ползучести в момент разрушения и при i -том значении нагрузки
$\sigma_\infty = \sigma_i - \frac{\delta}{T_k} \left[\frac{(\sigma_m - \sigma_i) t_i}{t_i - t_m} \right]$	А. М. Фиш	
$f_f = \frac{\epsilon_f - \epsilon_i}{\epsilon_c}$	O. Andersland, I. AlNouri, F. Sayles, B. Ladanyi	
$\sigma = \left \frac{\partial}{b} \left[\frac{t_0}{t} \right]^r \right $	А. А. Коновалов	
$\sigma_t = \sigma_i \left[\frac{T_f}{t} \right] (\sigma_0 - \sigma_i)$	С. Е. Гречищев	
$\sigma_t = \frac{\sigma_0}{(t/t_0)^{\beta_0}}$	Л. Т. Роман	
$\sigma_e = \frac{\sigma_i}{(t/t_i)^\beta}$	Z. Wu, J. Zhang, Y. Zhu	

Закономерная связь скорости ползучести и длительной прочности установлена нами на основе рассмотрения процесса разрушения мерзлых грунтов с позиций

кинетической природы прочности твердых тел. Концепция кинетической теории прочности, в основу которой положен термофлуктуационный процесс разрушения межатомных связей, разработана С. Н. Журковым [13]. Экспериментальными и теоретическими исследованиями, выполненными под руководством С. Н. Журкова, обосновано применение положений данной теории для определения долговечности [14].

Таблица 3

Уравнения длительной прочности и скорости деформирования 12; 13; 14; 15; 16; 17]

Уравнения	Авторы	Примечания
$\sigma_{c,T} = A_{c,T} \dot{\varepsilon}^{b_{c,T}}$	Haynes F. D	$\sigma_{c,T}$ – прочность при сжатии и растяжении; τ_f – сопротивление сдвигу по поверхностям смятия; ε – деформация при сдвиге; $\dot{\varepsilon}$ – скорость деформации; t – время; θ – температура грунта, $\theta_0 = 1^\circ\text{C}$ A, β, b, B, n, m, i – опытные параметры
$(\sigma_1 - \sigma_3) = \frac{\beta}{\ln(B/\dot{\varepsilon})}$	Zhu Yanlin, Carbee D. L.	
$\dot{\varepsilon} = B\sigma^n$	Nixon J. F., Lem G.	
$\varepsilon_i = \dot{\varepsilon}(\sigma)t$	Ladanyi B.	
$\dot{\varepsilon} = A_0 t^{-m} \exp(\beta t)$	Ting	
$\tau_f = (\dot{\varepsilon})^m$	Parameswaran V.	
$\sigma_f = \sigma_0(\theta/\theta_0)^i (\dot{\varepsilon}/\dot{\varepsilon}_0)^m$	Li H. P., Zhu Yanlin	

Анализ подходов к применению данной теории к оценке прочности и ползучести мерзлых грунтов приведен в работе [2]. Здесь же на основе большого объема экспериментальных данных установлены возможности рассматривать процесс деформирования и потери прочности во времени мерзлых грунтов с позиций кинетической теории. Показано, что зависимость $\sigma - t$ для каждого вида грунта и льда с одинаковыми физическими свойствами, испытанных в изотермических условиях, принимаемых в диапазоне температуры, линеаризуется в координатах $\lg \sigma - \lg t$. На рис. 2 приведен пример обработки опытных данных для мерзлого торфа.

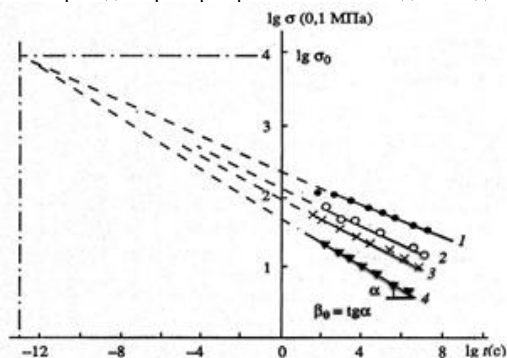


Рис. 2. Зависимость $\lg \sigma - \lg t$ для мерзлого торфа, испытанного на растяжение при температуре: 1 - 20°C ; 2 - $8,5^\circ\text{C}$; 3 - $6,5^\circ\text{C}$; 4 - $4,5^\circ\text{C}$

Полученные уравнения длительной прочности (1) и долговечности (2) имеют вид:

$$\sigma_{kt} = \frac{\sigma_{ok}}{(t/t_0)^{\beta_\theta}}, \quad (1)$$

$$t = t_0 (\sigma_{ok} / \sigma_k)^{1/\beta_\theta} \quad (2)$$

Где: β_θ - тангенс угла наклона прямых $\lg \sigma - \lg t$ при температуре θ ; σ_0 - напряжение, определяемое по абсциссе полуса $\lg \sigma_0$

Как можно видеть из уравнений (1), (2), выражение зависимости $\sigma_k - t$ в логарифмических координатах есть не что иное, как представление ее в симплексном виде: $\sigma_{ok}/\sigma_k; t/t_0$. Как показывают результаты обработки опытных данных, величины σ_{ok} и t_0 , хотя и определяются в результате далекой экстраполяции, могут быть приняты в качестве исходных для практических расчетов длительной прочности и долговечности. Уравнения (1), (2) позволяют получить достоверные прогнозные результаты [2; 15]. Для сильно-льдистых, заторфованных, засоленных грунтов закономерность $\lg \sigma - \lg t$ имеет меньший разброс опытных точек, если учесть влияние фазового состояния влаги отнесением напряжения не ко всей площади сечения образца, а к площади, занятой частицами грунта и льдом. Определить эту площадь можно лишь приближенно, приняв ее пропорциональной объемному содержанию частиц грунта и льда, выражая его через простейшие физические свойства: плотность частиц грунта ρ_s , плотность сухого грунта ρ_d , влажность W , влажность за счет незамерзшей воды W_H , плотность льда ρ_i (3):

$$K_\theta = \rho_d [1/\rho_s + (W - W_H)/\rho_i] \quad (3)$$

Указанная методика учтена при обработке опытных данных, представленных рис. 2 и уравнениями (1), (2).

На основе выполненных исследований четко проявляется закономерность: в обоих процессах - как деформирования, так и разрушения, - лежит термофлуктуационный механизм. Это подтверждается сравнением опытных закономерностей зависимости долговечности (времени от начала приложения нагрузки до разрушения t) и скорости деформации ($\dot{\epsilon}$) от напряжения (σ) и температуры (θ).

На рис. 3 и 4 для примера приведены графики зависимости $\lg t - \lg \sigma$ и $\lg \dot{\epsilon} - \lg \sigma$, построенные по данным испытания на ползучесть мерзлой глины и мерзлого ила. Как можно видеть, зависимость скорости установившейся ползучести от напряжения в логарифмическом масштабе при данной температуре является зеркальным отображением соответствующей зависимости для долговечности.

Следовательно, аналитическая зависимость скорости деформации от напряжения и температуры будет иметь вид:

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_0 (\sigma_0 / \sigma)^{-(1/\beta_{\theta\dot{\epsilon}})},$$

т.е. аналогичное выражение для долговечности, но только с обратным знаком показателя степени. При этом $\dot{\epsilon}_0 = 10^{-12} - 20^{-13} \text{ с}^{-1}$ и энергия активации процесса ползучести U_{cr} по аналогии может быть определена по формуле

$$U_{cr} = 2,3RT\beta_\theta (\lg \dot{\epsilon} - \lg \dot{\epsilon}_0).$$

На рис. 5 дан пример расчета энергии активации процесса ползучести и процесса разрушения глины, который показывает практически полное совпадение зависимостей энергии активации U_σ и U_{cr} от напряжения. Количественно совпадают значения начальной энергии активации для ползучести ($U_{cr,0}$) и разрушения (U_0), а также коэффициентов концентрации напряжений. Отсюда следует, что произведение

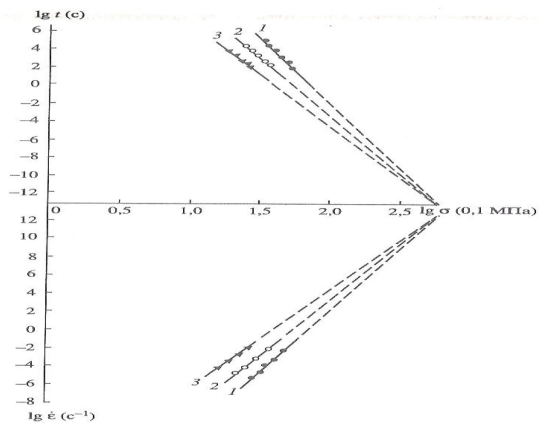


Рис. 3. Зависимость $\lg \epsilon - \lg t$ и $\lg \epsilon' - \lg \epsilon$ для мерзлой глины (одноосное сжатие) при температуре: 1 – 20°C ; 2 – 10°C ; 3 – 5°C

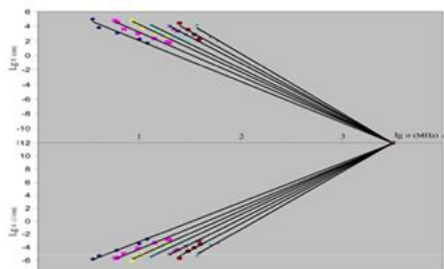


Рис. 4. Зависимость $\lg \epsilon - \lg t$ и $\lg \epsilon' - \lg \epsilon$ для мерзлого ила при температуре от -0.5°C до -10°C (по данным [8]).

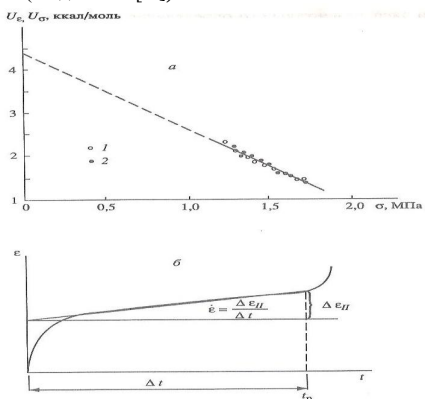


Рис. 5. Зависимость энергии активации мерзлой глины в процессе ползучести с постоянной скоростью (1) и разрушения (2) от прочности (а); схема для расчета скорости ползучести (б)

установившейся скорости ползучести на период до разрушения является постоянной величиной, что установлено экспериментально:

$$t\dot{\epsilon} = t_0\dot{\epsilon}_0 = \text{const.}$$

Произведение $t\dot{\epsilon}$ равно деформации образцов, которая происходит на стадии ползучести с постоянной скоростью запишется:

$$t\dot{\epsilon} = \epsilon_{II}.$$

Данные испытаний мерзлых грунтов показывают, что ϵ_{II} сравнительно мало зависит от напряжения и температуры и является приблизительно постоянным, что следует из равенства произведения $t_0\dot{\epsilon}_0$. Это позволяет находить зависимости долговечности (t) от напряжения (σ) и температуры, пользуясь результатами экспериментального определения скорости ползучести на стадии II:

$$t_p(\sigma, \theta) = \frac{\epsilon_{II}}{\dot{\epsilon}(\sigma, \theta)},$$

и наоборот, - находить скорость по величине долговечности.

Равенство энергетических барьеров в процессе ползучести и разрушения ($U_{cr} = U_{\sigma}$; $U_{cr,0} = U_0$; $\gamma' = \gamma$) свидетельствует о тесной физической связи этих процессов, показывая, что для обоих процессов характерны элементарные акты одной и той же природы. Прогнозные уравнения для скорости ползучести, прочности, долговечности и энергии активации процесса ползучести и потери прочности можно представить в виде:

$$\begin{aligned} \sigma_t &= \frac{\sigma_0}{(t/t_0)^\beta} & \sigma_t &= \frac{\sigma_0}{(\dot{\epsilon}/\dot{\epsilon}_0)^\beta} \\ t &= t_0 \left(\frac{\sigma_0}{\sigma_t} \right)^{1/\beta} & \dot{\epsilon} &= \dot{\epsilon}_0 \left(\frac{\sigma_0}{\sigma_t} \right)^\beta \\ U_\sigma &= 2.3RT\beta(\lg t - \lg t_0) & U_\epsilon &= 2.3RT\beta(\lg t - \lg t_0) \end{aligned}$$

Литература

1. Вялов С.С. Реологические основы механики грунтов. М.: Высшая школа, 1978. 447 с
2. Роман Л. Т. Механика мерзлых грунтов. М.: МАИК «НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА», 2002. 427 с.
3. Вялов С. С. Реология мерзлых грунтов. М.: Стройиздат. 2000, 464 с.
4. Зарецкий Ю. К., О реологических свойствах пластично-мерзлых грунтов. // Основания, фундаменты и механика грунтов. 1972. № 2. С. 8 – 12.
5. Fish A. M. Strength of frozen soil under a combined stress state. // Proc. 6 – th Intern. Symp. on Ground Freezing, Beijing, China/ 1991/ Vol. 1. P. 135 – 145.
6. Andersland O. B., Al Nouri I. Time-dependent strength behavior of frozen soil. // Jour. Soil. Mech. Found. Div. Am. Soc. Civ. 1970. 96(SM4). Pp. 1249-1265.
7. Ladanyi B. An engineering theory of creep of frozen soil. // Canadian Geotechnical Journal, 1972.-N9(1).-pp.63-80.
8. Sayles F.H. Creep of frozen sands// US Army CRREL, Technical report, 1968.
9. Коновалов А. А. К теории прочности мерзлых грунтов // Матер. Второй конференции геокриологов России. Том 1. М.: Изд-во МГУ. 2001. С. 114 - 120.
10. Гречищев С. Е Разрушение мерзлых грунтов в условиях ползучести при переменных напряжениях.// Тр. ВНИИ гидрогеологии и геологии. 1972. Вып.142. С. 4 – 19.

11. Wu Ziwan, Zhang Jiayi, Zhu Yuanlin Field experiments creep of ground ice on Qianghai-Xizang plateau //Professional papers on permafrost studies of Qiangghai-Xiang. Beijing: Science Press. 1983. Pp. 120- 125.
12. Haynes F. D., J. A. Karalius and al. Strain rate affect on the strength of frozen silt. USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory. Research Report 350. 1975.
13. Zhu Y., Carbee D. L. Creep behavior of frozen silt under constant uniaxial stress// Proc.4-th Int. Conf. on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 1983.-Pp.1507-1512.
14. Nixon J.F., Lem G. Creep and strength testing of frozen saline finegrained soils// Canadian Geotechnical Journal, 1974.-N21.-Pp.518-529.
15. Ting J. M. R. T. Martin and al. Mechanisms of strengthfor frozen sand.//Journal of Geotechnical Engineering. 109 (10) h. 1286 – 1302/
16. Parameswaran V.R. Deformation behavior and strength of frozen sand.// Canadian Geotechnical Journal, 1980.-N17.-Pp.74-78.
18. Журков С. Н. Вестник АН СССР. 11. 78. 1957.
19. Регель В.Р., Слуцкер А.И., Томашевский Э.Е. Кинетическая природа прочности твердых тел. М.: Наука . 1974. 560 с.
20. Роман Л. Т., Кривов Д. Н. Влияние засоленности на кинетику разрушения мерзлых грунтов. // основания, фундаменты и механика грунтов. № 5. 2007. С 27 -29.

ПРЕДЛОЖЕНИЯ К АКТУАЛИЗАЦИИ НОРМАТИВНЫХ ДОКУМЕНТОВ ПО СТРОИТЕЛЬСТВУ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Л. Т. Роман, П. И. Котов, М. Н. Царапов

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия;
e-mail: ltr@inbox.ru

Показана необоснованность требований ГОСТ 25100-2011 и СП 25.13330.2012, разделения мерзлых грунтов по состоянию на пластично- и твердомерзлое обосновано. Граница указанных состояний не может быть определена на стадии инженерных изысканий. На основе анализа экспериментальных данных установлена необходимость рассчитывать основания по обеим группам предельных состояний: деформациям и несущей способности. Приведены предложения по расчету модуля деформации по данным компрессионных испытаний.

SUGGESTION TO ACTIVATE OF NORMATIVE DOCUMENTS ON CONSTRUCTION IN PERMAFROST ZONE

L. T. Roman , P. I. Kotov, M. N. Tsarapov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; *e-mail: ltr@inbox.ru*

Groundlessness of requirements of GOST 25100-2011 and the joint venture 25.13330.2012 is shown, divisions of frozen soil as of plastic and tverdomerzly is proved. The border of the specified states can't be defined at a stage of engineering researches. On the basis of the analysis of experimental data need to count the bases on both groups of limit states is established: to deformations and the bearing ability. Offers on calculation of the module of deformation according to compression tests are provided.

Введение. В ныне действующем СП 25.13330 [1], осталось неизменным требование подразделения грунтов на пластично- и твердомерзлые. Указанные состояния, как записано в данном СП, «необходимо определить в зависимости от состава, температуры, степени влажности в соответствии с ГОСТ 25100 – 2011 [2], с учетом сжимаемости под нагрузкой. К твердомерзлым следует относить практически

несжимаемые грунты с коэффициентом сжимаемости $m_f \leq 0.01 \text{ МПа}^{-1}$, к пластично-мерзлым - грунты с коэффициентом сжимаемости $m_f > 0.01 \text{ МПа}^{-1}$ ».

Указанные требования на стадии инженерных изысканий невозможны без комплекса исследований, практически невыполнимых. Представляется некорректным также определять температурную границу (T_h) твердомерзлого и пластично-мерзлого состояния в соответствии табл.1, [2], в связи с тем, что интенсивные фазовые

Таблица 1.

Состояние незасоленных мерзлых грунтов в зависимости от температуры по [2]

Грунты	Состояние	
	Твердомерзлое ($m_f \leq 0.01 \text{ МПа}^{-1}$) при $T < T_h, ^\circ\text{C}$	Пластично-мерзлое ($m_f > 0.01 \text{ МПа}^{-1}$) при $T, ^\circ\text{C}$
Скальные и полускальные	$T_h = 0$	-
Крупнообломочные	$T_h = 0$	$T_h < T < T_{bf}$
Пески гравелистые, крупные и средней крупности	$T_h = -0.1$	
Пески мелкие и пылеватые	$T_h = -0.3$	
Супесь	$T_h = -0.6$	$T_h < T < T_{bf}$
Суглинок	$T_h = -1.0$	
Глина	$T_h = -1.5$	

Примечание: T - температура грунта; T_h – температурная граница твердомерзлого состояния грунтов; T_{bf} – температура начала замерзания грунтовой влаги.

переходы в глинистых грунтах происходят в более широком температурном диапазоне (до минус 6°C и ниже). Поэтому указанная температурная граница твердомерзлого состояния является завышенной не только для дисперсных грунтов, но для крупнообломочных, так как их свойства должны определяться по мелкодисперсному заполнителю. В соответствии с [1] твердомерзлые грунты должны рассчитываться только по несущей способности, а пластично-мерзлые, как по несущей способности, так и деформациям, поэтому определению границы состояния мерзлых грунтов придается важное практическое значение.

В настоящей статье на основе анализа экспериментальных данных и теоретических решений обосновано предложение исключить из нормативных документов разделение грунтов по их состоянию: твердомерзлое и пластично-мерзлое. Показана необходимость расчета снований, сложенных многолетнемерзлыми грунтами, по обеим группам предельных состояний: деформациям и несущей способности.

К выбору методики определения деформационных характеристик мерзлых грунтов. Деформационные характеристики мерзлых грунтов, необходимые для расчета осадок оснований сооружений могут определяться в поле вдавливанием штампов и в лаборатории в условиях компрессии, одноосного и 3-х осного сжатия. Полевые испытания весьма проблематичны, главным образом, в связи с невозможностью обеспечения изотермических условий грунтов, продолжительности и высокой стоимости опытов. Наиболее приемлемыми широкомасштабными являются компрессионные испытания [3], по данным которых определяется коэффициент сжимаемости (m_f) и модуль общей деформации (E_0), связанные между собой соотношением:

$$E_0 = \frac{\beta}{m_f}$$

где β - коэффициент, учитывающий боковое расширение грунта, равный $\beta = 1 - 2\mu^2/(1 - \mu)$; μ - коэффициент относительной поперечной деформации, аналогичный коэффициенту Пуассона

Расчеты E_0 по данным А. Г. Бродской [4] для наиболее характерных видов грунтов и их температуры представлены в табл.2.

Таблица 2.

Общий модуль деформации и коэффициенты сжимаемости характерных видов мерзлых грунтов, рассчитанные по данным [4].

Грунт	Б, МПа	Общий модуль деформации E, МПа при	
		m_f	m_f'
Глина ленточная Wtot =36.4%, $\rho_f = 1.54 \text{ г/см}^3$, $\theta = -3.6^\circ \text{C}$, t =758 час	0.2		43.2
	0.4	33.3	36.3
	0.8		32.0
Песок мелкозернистый, Wtot =21.5%, $\rho_f = 1.37 \text{ г/см}^3$, $\theta = -3.8^\circ \text{C}$, t =215 час	0.1		80.0
	0.2	36.0	16.1
	0.4		57.1
	0.8		67.0
Супесь Игарская Wtot =26.8%, $\rho_f = 1.88 \text{ г/см}^3$, $\theta = -0.4^\circ \text{C}$, t =1189 час	0.1		33.3
	0.2	38.0	28.0
	0.4		31.0
	0.8		59.0
Суглинок Игарский сетчатой текстуры Wtot =41.9%, $\rho_f = 1.71 \text{ г/см}^3$, $\theta = -3.8^\circ \text{C}$, t =323 час	0.1		-
	0.2	50.0	80.0
	0.4		44.0
	0.6		19.0
	0.8		25.0

Примечание: Б – суммарная нагрузка на образец; m_f - среднее значение коэффициента сжимаемости, с использованием метода наименьших квадратов; m_f' - значение коэффициента сжимаемости в пределах ступенчатых нагрузок; коэффициент β принимался равным 0.8.

Как можно видеть, прослеживается неравномерная зависимость модуля деформации от напряжения, что можно объяснить различной скоростью уплотнения грунтов на различных ступенях нагружения. Однако, при всех значениях нагрузок и температуры модуль деформации не достигает предельного значения, требуемого нормативными документами, для определения границы твердомерзлого и пластично-мерзлого состояния для всех видов грунтов.

Такие же результаты определения общего модуля деформации получены в соответствии с методикой компрессионного испытания [4] для грунтов различных регионов криолитозоны России (табл. 3)

Грунты района западной, прибрежной, части Центрального Ямала находятся в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов и относятся к морским верхнеплейстоценовым отложениям (m Q_{III}), которые слагают в основном водораздельные поверхности. Они характеризуются сложным фациально неоднородным переслаиванием глинистых грунтов. Преобладают тонкодисперсные суглинистые разности с высокой льдистостью и сетчатой тонкошплировой криогенной текстурой. По засоленности грунты относятся в основном к слабо - и средние - засоленным.

Грунты района северо-западного направления от Нового Уренгоя находятся в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов и относятся к средне- и верхне-плейстоценовым ледово-морским отложениям (gm Q_{II-III}). Разрез большей части

территории сложен суглинком, пески и супеси имеют подчинённое значение. Для них характерны массивные и тонкошпировые слоистые криогенные текстуры. В верхних горизонтах характеризуются достаточно высокими значениями влажности, значения которой с глубиной уменьшаются.

Грунты района южной Якутии находятся в зоне прерывистого распространения многолетнемерзлых грунтов и относятся к аллювиально-дельтовидным отложениям долин ручьев и временных водотоков (adQ_{III-IV}). Комплекс представлен суглинками, супесями, местами с прослоями песков, с включениями гравия и гальки.

Для установления зависимости модуля деформации от физических свойств выбран параметр степени водонасыщения (S_r), который представляет собой обобщающий симплекс- отношение влажности (W_{tot}) к полной влагоемкости (W_{sat}), (W_{tot}/W_{sat}). Как было показано ранее [5], он объединяет простейшие физические характеристики: суммарную влажность, коэффициент пористости (ϵ), плотность воды (ρ_w) и частиц грунта (ρ_s): $\{W_{sat} = \epsilon \rho_w / \rho_s$; $S_r = (W_{tot} \rho_s) / (\epsilon \rho_w)\}$. Величины модуля деформации рассчитаны для всех грунтов с заданным значением $\beta = 0.8$. Зависимости модуля деформации от степени водонасыщения представлены на рис. 1.

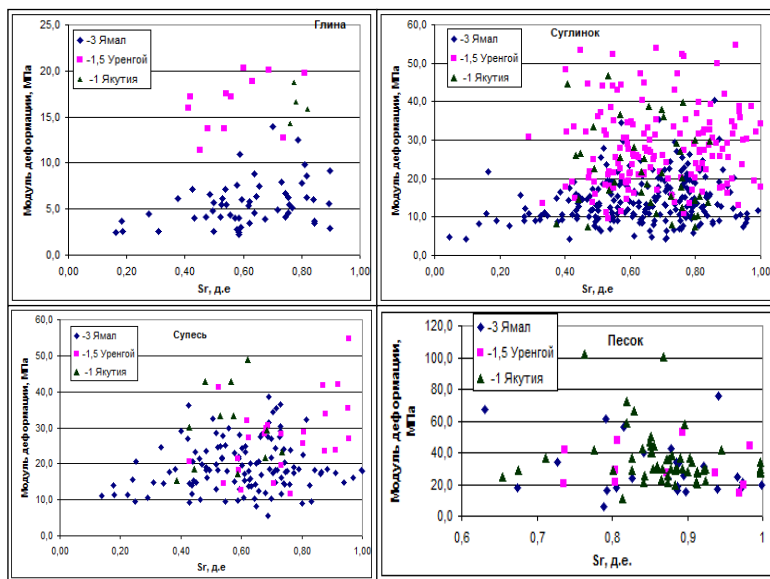


Рис. 1. Зависимость общего модуля деформации мерзлых грунтов E_0 от степени водонасыщения S_r и температуры для различных регионов криолитозоны России

Различный генезис и большой разброс показателей физических свойств, разнообразие строения и криогенных текстур приводит к широкому диапазону изменения модуля деформации.

Анализ полученных зависимостей позволяет установить общую закономерность увеличения деформации с увеличением суммарной влажности до значений, близких к 0.9 S_r . Дальнейшее увеличение влажности приводит к образованию ледяных включений и снижению E_0 . Этот вывод подтверждает

установленную ранее закономерность увеличения прочности и снижения ползучести мерзлых грунтов при различных видах испытаний [2; 6; 7; 8; и др.]. Четко прослеживается снижение модуля деформации с увеличением дисперсности грунтов: песок > супесь > суглинок > глина. Диапазон изменения модуля общей деформации мерзлых грунтов в соответствии с данными рис. 1 приведен в табл.

Таблица 3.

Диапазон изменения модуля деформации различных видов грунтов в зависимости от степени водонасыщения.

Грунт, $\theta = -(1 - 3)^0\text{C}$	Песок	Супесь	Суглинок	Глина
S_r	0.7 – 1.0	0.4 -1.0	0.4 – 1.0	0.4 – 0.9
E_0 , МПа	20- 80	10 - 50	7 - 55	3 - 20

Примечание: θ – температура мерзлого грунта; S_r - степень водонасыщения; E_0 - модуль общей деформации по данным компрессионных испытаний

. Как можно видеть, для всех испытанных видов грунтов различных регионов криолитозоны во всем диапазоне изменения физических свойств и температуры, величина E_0 100 МПа (за исключением нескольких значений для песка района Якутии). Это подтверждает вывод о том, что все грунты необходимо рассчитывать по объем группам предельных состояний.

Нами выполнен также анализ значений коэффициента Пуассона μ для основных видов мерзлых грунтов его зависимостям от модуля упругости. [9; 10] По полученным данным рассчитан параметр β в диапазоне температуры: от минус 1°C - до минус 23°C (табл.4). Сделан вывод необходимости принимать параметр β дифференцированно в зависимости от вида грунта и температуры

Таблица 4.

Значения коэффициента β в зависимости от температуры и вида грунта

Грунты	Диапазон температуры, $^\circ\text{C}$	β
Песок	Ниже Θ_{bf}	0.8
Супесь, Суглинок	Θ_{bf} до - 6	0.5
	Ниже - 6	0.7
Глина	Θ_{bf} до - 6	0.3
	Ниже - 6	0.6

Примечание: Θ_{bf} - температура начала замерзания.

Для расширения представлений о зависимости длительного модуля деформации от свойств грунтов и температуры ниже рассмотрены результаты его исследования при различных видах испытаний на основе метода временных аналогий, введенных в механику мерзлых грунтов Л. Т. Роман [5]. Суть методов временных аналогий базируется на экспериментальном выявлении зависимости между деформацией, напряжением и временем на основе интенсификации процесса деформирования влияющими на этот процесс факторами. Показана возможность использовать методы температурно-, напряженно- и засоленно- временной аналогии. Факторами, ускоряющими ползучесть, являются: повышение температуры, увеличение напряжений, концентрации порового раствора грунтовой влаги. Методы временных аналогий позволяют экспериментально определить модуль деформации мерзлых грунтов на период времени, сопоставимый со сроками эксплуатации сооружений. Результаты опытов представлены в табл.5 – 10.

Таблица 5

Значения модулей общей деформации на период времени 50 лет, определенного по методу температурно-временной аналогии (по данным [11])

Испытание	Грунт	Модуль общей деформации E_0 , МПа при температуре, °С					
		-3	-4	-5	-7	-8	-12
Вдавливание плоского штампа при однократном нагружении $\sigma = 0,3\sigma_0$	Полиминеральная глина карбоновая, морская, mC; $\rho_s = 2.65 \text{ г/см}^3$; $\rho = 1.66 - 1.72 \text{ г/см}^3$; $W_{tot} = 0.35 - 0.40$	21	30	48	65	80	95
	Каолинитовая глина элювиальная, cP $\rho_s = 2.73 \text{ г/см}^3$; $\rho = 1.80 - 1.85 \text{ г/см}^3$; $W_{tot} = 0.32 - 0.37$	12	15	21	27	38	41
	Супесь, четвертичная, Q _{IV} ; $\rho_s = 2.6 \text{ г/см}^3$; $\rho = 1.76 - 1.80 \text{ г/см}^3$; $W_{tot} = 0.25 - 0.28$	24	34	54	74	92	108

Примечание: σ_0 – условно-мгновенная прочность при заданной температуре.

Таблица 6.

Значение модуля общей деформации на период времени 50 лет, полученного по методу температурно-временной аналогии [12]

Испытания	Грунт	Модуль общей деформации E_0 , МПа при температуре, °С						
		-0,5	-1	-3	-5	-6	-7	-8
Вдавливание сферического штампа при напряжении близком к пределу длительной прочности	Торф верховой среднеразложившийся, $\rho_s = 1.5 \text{ г/см}^3$; $\rho = 1.03 \text{ г/см}^3$; $W_{tot} = 4.95$	4.0	7.5	19	23	25.5	28	30
	Торф низинный среднеразложившийся $\rho_s = 1.9 \text{ г/см}^3$; $\rho = 1.12 \text{ г/см}^3$; $W_{tot} = 2.40$	-	-	34	42.5	47	49	51
	Песок мелко-зернистый, $\rho_s = 2.66 \text{ г/см}^3$; $\rho = 1.8 \text{ г/см}^3$; $W_{tot} = 0.23$	40	49.5	65	71	94	103	110

Таблица 7.

Общий модуль деформации мерзлого суглинка, засоленного NaCl ($\theta = -5^\circ\text{C}$, $t_p = 50$ лет) [13]

$D_{sal}, \%$	0,0	0,2	0,4	0,7	1,5
$E_0, \text{МПа}$	22	16,2	10,6	8,5	5,7

Таблица 8.
Значения модуля длительной деформации верхового торфа в зависимости от напряжения [12]

Грунт	Испытание	Модуль общей деформации E_0 , МПа на период 50 лет при напряжении σ , МПа				
		0,15	0,4	0,6	0,75	0,90
Верховой пушицево-сфагновый торф $\theta = -4,5^0\text{C}$ ($\rho = 1,07 \text{ г/см}^3$; $\rho_s = 1,97 \text{ г/см}^3$; $W = 23,0$, $W_H = 13,0$; $\theta_{п.з.} = -0,01^0\text{C}$)	Одноосное сжатие; (напряженно-ременная аналогия)	70	50	40	22	15

Таблица 9.
Модуль общей деформации (E_0) мерзлого засоленного суглинка в зависимости от температуры на семилетний период [13]

Испытание	Грунт	E_0 , МПа, при температуре θ ^0C			
		-5.7	-7.2	-12.5	-19.7
Одноосное сжатие (температурно-временная аналогия)	Засоленный суглинок, ($\rho = 1,85 - 1,87 \text{ г/см}^3$; $W=0,27 - 0,29$; $D_{sal} = 0,2\%$ (NaCl))	21	24	31	38

Таблица 10.
Модуль общей деформации (E_0) мерзлого засоленного суглинка в зависимости от засоленности на семилетний период [13]

Испытание	Грунт	E_0 , МПа, при засоленности D_{sal} , %				
		0	0.2	0.4	0.7	1.0
Одноосное сжатие, (засоленно-временная аналогия)	Засоленный суглинок, ($\rho = 1,85 - 1,87 \text{ г/см}^3$; $W=0,27 - 0,29$; $\theta = - 5,7^0\text{C}$)	40	21	14.5	10	5

Как показывают данные определения модуля деформации при различных методах испытаний и обработки опытных данных, для всех видов грунтов в диапазоне температуры естественного залегания значения E_0 меньше границы, определяющей твердомерзлое состояние.

Выводы. Рассмотренные результаты по компрессионным и другим видам лабораторных испытаний определения модуля общей деформации E_0 основных видов мерзлых грунтов позволяют сделать следующие выводы.

1. Проявляется значительное влияние на значение E_0 генезиса, состава, физических свойств, температуры, напряжения и времени. Это обстоятельство затрудняет дать единые обобщенные значения E_0 в общероссийские нормативные документы. В связи с этим представляется целесообразным разработка региональных норм, в которых возможен учет генезиса, характерного состава и физических свойств мерзлых грунтов, диапазона расчетных температур.

2. При инженерных изысканиях считать наиболее доступным определять E_0 по данным компрессионных испытаний с обработкой опытных данных по ГОСТ 12248-2010.

3. На основании того, что все рассмотренные значения модуля деформации всех видов грунтов в условиях расчетных температур ниже значения, соответствующего границе твердомерзлого состояния, исключить из СП 25.13330.2012, ГОСТ 25100-2011 пункты о разделении грунтов по состоянию: пластично - и твердомерзлые. Расчет оснований, сложенных многлетнемерзлыми грунтами (принцип I), рассчитывать по обеим группам предельных состояний: деформациям и несущей способности.

Литература

1. СП 25.13330.2012. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах - М.:ФЦС, 2012. - 52с.
2. ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификация. - М.: Стандартинформ, 2013 - 42с.
3. ГОСТ 12248-2010. Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости. М.: Стандартинформ, 2011, 109 с.
4. Бродская А. Г. Сжимаемость мерзлых грунтов. М.: Изд.-во АН СССР. 1962. 112 с.
5. Роман Л. Т. Механика мерзлых грунтов. М.: «Наука/Интерпериодика» 2002, 426 с.
6. Вялов С. С. Реологические основы механики грунтов. М.: Высшая школа. 1978. 447с..
7. Вялов С. С. Реология мерзлых грунтов. М.: Стройиздат. 2000. 463 с.
8. Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов - М.: Высшая школа, 1973.- 446 с.
9. Фролов А. Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород. Пушино ОНТИ ПНЦ РАН 1998. 515 с.
10. Kaplar C. W. Laboratory determination of dynamic moduli of frozen soils and of ice. / USA CRREL/ Res. Rep. 163. 1969. 45 p.
11. Роман Л.Т., Цырендоржиева М.Д. Прогноз деформации мерзлых грунтов методом температурно-временной аналогии при штамповых испытаниях // Вестник МГУ, серия 4, № 1, 1994, с.19-23.
12. Роман Л.Т. Мерзлые торфяные грунты как основания сооружений. М., Наука, 1987.-220 с.
13. Роман Л. Т., Кулешов Ю. В. Прогноз длительных деформаций мерзлых засоленных грунтов методами временных аналогий. // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990, с. 73 - 83.

МЕТОД ЛАБОРАТОРНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ УДЕЛЬНОЙ КАСАТЕЛЬНОЙ СИЛЫ МОРОЗНОГО ПУЧЕНИЯ (к проекту ГОСТ)

В. Г. Чеве́рев¹, А. Г. Алексе́ев²

¹МГУ им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии,
Москва, Россия, e-mail: cheverev44@mail.ru

²НИИОСП им. Н.М. Герсевича, Москва, Россия, e-mail: adr-alekseev@yandex.ru

Рассмотрена предыстория нормирования методов определения характеристик морозной пучинистости грунтов. Дано научное обоснование вариантов их совершенствования. Представлены основные позиции проекта нового стандарта на метод лабораторного определения удельной касательной силы морозного пучения грунтов.

LABORATORY METHOD FOR DETERMINING SPECIFIC TANGENTIAL FORCES OF FROST HEAVING (to draft GOST)

V.G. Cheverev¹, Alekseev A.G.²

We consider the prehistory of formation methods of determining the characteristics of frost heaving soils. Given the scientific substantiation of variants of their improvement. The basic position

of the new draft standard for the laboratory method of determining the specific tangential forces of frost heaving soils.

Морозное пучение грунтов является опасным геокриологическим процессом для различных инженерных сооружений [1]. Поэтому, согласно своду правил СП 25.13330-2012 «Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах» при проектировании требуется прогноз взаимодействия зданий и сооружений с морозоопасными грунтами, как в период их строительства, так и эксплуатации. Характеристики морозного пучения определяют в целях: назначения глубины заложения и выбора типа фундаментов зданий и сооружений; разработки мероприятий, уменьшающих силы и деформации морозного пучения и исключающих возможность появления недопустимых деформаций оснований и фундаментов.

К основным характеристикам морозной пучинистости грунтов относятся: степень морозной пучинистости, относительная деформация морозного пучения, касательные и нормальные силы пучения.

Первым нормативным документом по количественной оценке морозной пучинистости грунтов был метод полевого определения удельных касательных сил морозного пучения - ГОСТ 27217-87 Грунты. «Метод полевого определения удельных касательных сил морозного пучения» (руководитель В.О. Орлов). Согласно этому стандарту удельную касательную силу морозного пучения определяют как отношение измеренной при испытаниях на специальных установках максимальной касательной силы морозного пучения, действующей на образец фундамента, к его боковой поверхности, находящейся в промерзающем грунте.

Не умаляя значение натурных испытаний следует отметить, что полевой метод определения касательных сил морозного пучения грунтов не нашел широкого применения не только ввиду трудоемкости, а более из-за своей ограниченности по применению. Полученные этим методом результаты пригодны лишь для тех примечательных факторов по влажностным и температурным условиям процесса промерзания грунта, которые были в период проведения опытных работ на полигоне. Однако для оценки надежности сооружений, построенных на пучинистых грунтах, важно знать наихудшие условия проявления опасного процесса за весь срок эксплуатации сооружений, но период полевых измерений может этим условиям не соответствовать.

Отмеченный недостаток полевого метода определения пучинистых характеристик преодолевается методом лабораторного определения степени морозной пучинистости грунтов, который был нормирован стандартом ГОСТ 28622-90 Грунты. «Метод лабораторного определения степени пучинистости» (руководители В.О. Орлов и В.Г. Чевевер). Стандарт предусматривал воспроизведение наихудших условий для сооружений, проектируемых на пучинистых грунтах. В этом была его универсальность и пригодность для оценки пучинистости грунтов для всех природно-климатических зон России.

К настоящему времени упомянутый стандарт был актуализирован и введен в действие под номером ГОСТ 28622-2012. Обновленный нормативный документ, сохраняя главную идею, был расширен на засоленные грунты. Это оказалось возможным путем корректировки граничного условия промораживания на величину понижения температуры начала замерзания за счет засоления грунта по сравнению с его незасоленным состоянием.

ГОСТ 28622-2012 может быть в будущем улучшен с технической и методической точки зрения по следующим основаниям.

1 Способ задания температуры промораживания на верхнем торце образца не удобен тем, что верхний торец образца подвижен в отличие от нижнего, и по мере промерзания и пучения поднимается вверх. Нижний торец образца, находящийся на плите, имеет более благоприятные условия для термостатирования, чем верхний. Однако холодный торец образца, в отличие от теплого, имеет более существенное значение для морозного пучения грунта и поэтому его нужно строго термостатировать.

2 Второй недостаток обусловлен технической сложностью поддержания точных температурных условий в испытываемых образцах грунта. Наличие более теплого воздуха в нижнем, а холодного в верхнем объеме устройства является причиной его плотностной конвекции и, соответственно, нежелательного конвективного теплопереноса. Для его предотвращения необходима тщательная боковая теплоизоляция и герметизация испытываемых образцов, что с учетом их периодической установки-снятия неудобно с технологической точки зрения.

3 Кроме того, наличие постоянного источника тепла со стороны нижнего торца образца приводит к неестественно быстрому снижению скорости промерзания грунта вплоть до его полной остановки после промерзания 2/3 от высоты образца. Это, при неограниченном подтоке воды в образец, часто приводит к неестественному росту в мерзлой зоне вблизи фронта промерзания толстого шпиря льда и аномально высокой льдистости.

4 Имеющиеся у такой схемы испытаний недостатки, приводят к технической сложности реализации метода и снижению точности определяемой характеристики. Так возникающая при промерзании грунта сила бокового распучивания, прижимая его к внутренней поверхности цилиндра, препятствует осевым деформациям пучения промерзающего грунта. В результате недопущенной деформации пучения в талой зоне промерзающего грунта повышается давление, что обычно не соответствует природным условиям промерзания. Применение же рекомендованного смазывания внутренней поверхности цилиндра не достаточно эффективно как в результате повышения вязкости смазки при охлаждении, так и ее выдавливании в поры образца грунта. Это особенно проявляется в условиях наличия механической нагрузки на промораживаемый образец грунта.

Хотя эта проблема и преодолевается путем усложнения конструкции прибора, тем не менее, есть более рациональный и экономичный путь решения. Состоит он в том, что гильза с образцом переворачивается на 180 градусов и промораживание образца грунта сверху заменяется на промораживание снизу. Способ испытания грунта представлен на рис. 1. Как следует из схемы, при промораживании образца деформации пучения будут направлены снизу вверх, в сторону талой зоны, а подача воды идет сверху вниз. При этом внешняя нагрузка прикладывается сверху со стороны талой зоны.

Ниже приводится обоснование правомерности применения предложенной методики для определения характеристик морозной пучинистости грунтов.

Для обеспечения заданного влажностного режима промерзания образца грунта к его теплomu торцу приложен стакан (10) с дренажными отверстиями, а внутрь помещается слой капиллярно-пористого материала (11). В качестве последнего использовался мелкозернистый кварцевый песок, слоем 3 см. Опытным путем было установлено, что максимальная высота капиллярного поднятия в таком песке при плотном сложении составляет 32 см. Следовательно, вода в песке в ходе опыта гарантировано находится в капиллярно-взвешенном состоянии. Это исключает проникновение воды в образец грунта под действием силы гравитации.

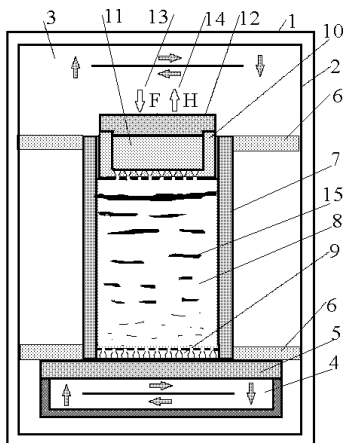


Рис. 1 Схема испытания образца грунта на степень пучинистости путем промораживания образца снизу

1-морозильная камера, 2-двухконтурный термостат, 3-верхний сектор термостатирования, 4-нижний сектор термостатирования, 5-термоплита, 6-теплоизоляционная стенка, 7-гильза, 8-образец грунта, 9-диск, 10-стакан, 11-песок, 12-крышка, 13-вектор нагрузки, 14-вектор пучения, 15-штиры льда, F-вектор нагрузки, H-вектор пучения. Стрелки указывают направление циркуляции воздуха в секторах термостатирования.

В качестве обоснования правомерности приложения нагрузки со стороны талой зоны отметим следующее. Поскольку сила действия равна силе противодействия, то прикладывать нагрузку и измерять силу пучения можно как со стороны мерзлой, так и со стороны талой зоны, что в данном случае равнозначно.

Более предпочтительным, учитывая особенности природных условий развития этого процесса, является постепенное и полное промерзание образца грунта. К тому же это снимает необходимость обязательного контроля температурного режима промерзания по высоте образца в ходе опыта.

Теоретическое и экспериментальное обоснования применимости определения степени морозной пучинистости грунта путем промораживания испытуемого образца снизу вверх представлены в статье [2].

В настоящее время на утверждении находится новый стандарт ГОСТ.....Грунты. «Метод лабораторного определения удельных касательных сил морозного пучения» (руководители: А.Г. Алексеев, В.Г. Чеврев).

Настоящий стандарт распространяется на природные глинистые, крупнообломочные (с содержанием глинистого заполнителя более 10 % общей массы), песчаные, биогенные, в том числе засоленные, а так же на грунты нарушенного сложения и устанавливает метод лабораторного определения касательных сил морозного пучения при исследованиях грунтов для строительства.

При этом удельные касательные силы морозного пучения грунта рекомендуется определять по значению устойчивого сопротивления сдвигу образца мерзлого грунта относительно поверхности образца фундамента, полученному по результатам испытаний в устройстве, обеспечивающем срез грунта по поверхности смерзания с постоянной скоростью перемещения в диапазоне значений 10-20 мм/сут.

Испытания проводят на влагонасыщенных образцах грунта природного сложения или нарушенного сложения с заданной плотностью и влажностью, значения которых устанавливаются Техническим заданием (ТЗ) и программой испытаний. При отсутствии ТЗ, задаются оптимальные (относительно касательных сил пучения) плотность и влажность образцов грунта, которые достигаются при компрессионном уплотнении образцов грунта при их полном капиллярном влагонасыщении нагрузкой 0,05 МПа до стадии консолидации.

Испытания проводят при трех значениях температур, равных: -1; -2, -6 °С. Устойчивое сопротивление сдвигу в опыте фиксируют в момент, когда максимальное перемещение образца материала фундамента относительно образца грунта достигает не менее 10 мм.

Касательные силы морозного пучения, действующие на сваю или фундамент, по результатам лабораторных испытаний определяются следующим образом:

1 Строятся графики изменения температуры грунта по глубине в конце зимнего периода до границы фазовых переходов (глубины промерзания грунта). Значения температуры грунта определяют на площадке строительства в соответствии с ГОСТ 25358-2012 «Грунты. Метод полевого определения температуры». Допускается определять температуру грунта по глубине расчетным путем, в том числе численными методами.

2 График температуры разбивается на 3 участка, первый участок от глубины промерзания грунта до глубины на которой зафиксирована температура минус 1°С; второй участок от глубины на которой зафиксирована температура минус 1°С до глубины на которой зафиксирована температура минус 2°С; третий участок от глубины на которой зафиксирована температура минус 2°С до поверхности грунта.

3 Касательная сила морозного пучения будет равна сумме произведений удельной касательной силы морозного пучения, полученной в лабораторных условиях для разных температур (минус 1°С, минус 2°С, минус 6°С) на площадь боковой поверхности фундамента, где температура грунта соответствует указанным выше значениям.

Литература

1 Ершов Э.Д., Чеверев В.Г. Морозное пучение горных пород. В кн. Природные опасности России / Геокриологические опасности. / М.: Изд. «КРУК», 2000, с. 16-22.

2 Чеверев В.Г., Бунаев Р.С., Гагарин В.Е., Сафронов Е.В. Влияние внешней нагрузки на степень морозной пучинистости глинистых грунтов / М.: Криосфера Земли, 2013, т XVII, №4, с. 57-62.

Часть 10

ГАЗЫ И ГАЗОГИДРАТЫ В КРИОЛИТОЗОНЕ

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭФФЕКТА САМОКОНСЕРВАЦИИ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ

В.А. Власов

Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия; *vlasov.ikz@gmail.com*

Излагается диффузионная модель диссоциации плоского слоя газового гидрата на лед и газ, позволяющая моделировать эффект самоконсервации газовых гидратов. В данной модели учитывается возможная поровая структура льда и газового гидрата, а также внутренняя кинетика процесса диссоциации газового гидрата на лед и газ. Приводятся расчетные данные для случая диссоциации плоского слоя гидрата метана на лед и газ.

MATHEMATICAL MODELING OF THE GAS HYDRATES SELF-PRESERVATION EFFECT

V.A. Vlasov

Institute of the Earth Cryosphere SB RAS, Tyumen, Russia; *vlasov.ikz@gmail.com*

The diffusion model of dissociation of a flat layer of gas hydrate into ice and gas is presented. This model allows to simulate the gas hydrates self-preservation effect. This model takes into account the possible porous structure of ice and gas hydrate as well as the intrinsic kinetics of the process of gas hydrate dissociation into ice and gas. The calculated data for dissociation of a flat layer of methane hydrate into ice and gas are presented.

При изучении диссоциации газовых гидратов в области отрицательных температур была обнаружена их аномально низкая скорость разложения на лед и газ [1, 2]. Данное явление называют эффектом самоконсервации газовых гидратов. Благодаря этому эффекту в многолетнемерзлых породах могут существовать реликтовые газовые гидраты, сохранившиеся от тех эпох, когда в породах были благоприятные условия для гидратообразования [3, 4].

Эффект самоконсервации принято объяснять образованием на поверхности газового гидрата корки льда [5]. Скорость диссоциации газового гидрата в данном случае лимитируется диффузией газа через эту все увеличивающуюся корку льда. Таким образом, математическое описание эффекта самоконсервации газовых гидратов сводится к постановке и решению диффузионной задачи.

Рассмотрим задачу о диссоциации плоского слоя газового гидрата с начальной толщиной L_{h0} на лед и газ в предположении, что эта диссоциация идет по диффузионному механизму. Очевидно, что формулировать данную задачу следует в декартовой системе координат, ограничившись рассмотрением одномерного случая (рис. 1). При формулировке задачи будем считать, что процесс диссоциации газового гидрата идет при неизменной температуре T и неизменной молярной концентрации

гидратообразующего газа вне рассматриваемого слоя c_{out} ($T, c_{out} = \text{const}$). При этом $c_{out} < c_{eq}$, где c_{eq} – молярная концентрация гидратообразующего газа при трехфазном равновесии лед–гидрат–газ.

Для описания процессов, происходящих на поверхности контакта лед–гидрат, учтем, что на этой поверхности в общем случае идет химическая реакция



где через G обозначена молекула газа, а n – гидратное число. Можно показать [6, 7], что в случае рассматриваемой задачи скорость изменения количества газа и газового

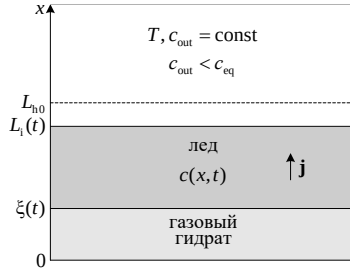


Рис. 1. Геометрия задачи о диссоциации плоского слоя газового гидрата с начальной толщиной L_{h0} на лед и газ.

гидрата на поверхности контакта лед–гидрат в ходе реакции (1) задается соответственно как

$$r_g = \frac{k_{dis}\rho_h}{M_h} \left(1 - \frac{1}{c_{eq}} c(x, t) \Big|_{x=\xi(t)} \right), \quad t > 0, \quad (2)$$

$$r_h = \frac{k_{dis}\rho_h}{M_h} \left(\frac{1}{c_{eq}} c(x, t) \Big|_{x=\xi(t)} - 1 \right), \quad t > 0, \quad (3)$$

где k_{dis} – константа скорости реакции диссоциации газового гидрата на поверхности контакта лед–гидрат; ρ_h – массовая плотность газового гидрата; M_h – молярная масса газового гидрата; $c(x, t)$ – молярная концентрация газа в слое льда; $\xi(t)$ – декартова координата поверхности контакта лед–гидрат; x – декартова координата; t – время. Константа скорости k_{dis} характеризует интенсивность протекания реакции диссоциации газового гидрата на поверхности контакта лед–гидрат.

В случае рассматриваемой задачи уравнение диффузии запишется в виде

$$\frac{\partial c(x, t)}{\partial t} = D \frac{\partial^2 c(x, t)}{\partial x^2}, \quad t > 0, \quad \xi(t) < x < L_i(t), \quad (4)$$

где D – коэффициент диффузии газа в образующемся слое льда; $L_i(t)$ – внешняя декартова координата плоского слоя льда.

Начальное условие и внешнее граничное условие запишутся следующим образом:

$$c(x, t) \Big|_{t=0} = 0, \quad 0 \leq x < L_{h0}, \quad (5)$$

$$c(x, t) \Big|_{x=L_i(t)} = c_{out}, \quad t > 0. \quad (6)$$

В результате реакции (1) на поверхности контакта лед–гидрат появляются молекулы газа, диффундирующие через слой льда. Это позволяет записать внутреннее граничное условие в виде

$$r_g = j|_{x=\xi(t)}, \quad t > 0, \quad (7)$$

где j – величина плотности массового потока газа в слое льда. Плотность массового потока газа в слое льда определяется как

$$\mathbf{j} = -D \frac{\partial c(x,t)}{\partial x} \mathbf{e}_x, \quad t > 0, \quad \xi(t) < x < L_1(t), \quad (8)$$

где $\mathbf{e}_x$ – орт декартовой координаты. Принимая во внимание выражения (2) и (8) и учитывая то, что в случае рассматриваемой задачи $r_g > 0$, а $\partial c(x,t)/\partial x < 0$, внутреннее граничное условие (7) запишется в виде

$$\frac{k_{\text{dis}} \rho_h}{M_h} \left(1 - \frac{1}{c_{\text{eq}}} c(x,t) \right) \Big|_{x=\xi(t)} = -D \frac{\partial c(x,t)}{\partial x} \Big|_{x=\xi(t)}, \quad t > 0. \quad (9)$$

Вследствие того, что лед и газовый гидрат имеют разную плотность, изначальная толщина рассматриваемого слоя будет уменьшаться ($L_{h0} \rightarrow L_1(t)$). Можно показать, что существует следующая взаимосвязь между координатами $L_1(t)$ и $\xi(t)$:

$$L_1(t) = \frac{\rho_h(1-\varepsilon_h)}{\rho_l(1-\varepsilon_l)} \left(1 + \frac{M_g}{nM_w} \right)^{-1} (L_{h0} - \xi(t)) + \xi(t), \quad t \geq 0, \quad (10)$$

где ρ_l – массовая плотность льда; ε_h и ε_l – пористость газового гидрата и льда соответственно; M_g и M_w – молярная масса газа и воды соответственно.

Вблизи поверхности контакта лед–гидрат выполняется следующее балансовое соотношение для количества газового гидрата:

$$|r_h| = -\frac{\rho_h(1-\varepsilon_h)}{M_h} \frac{d\xi(t)}{dt}, \quad t > 0. \quad (11)$$

С учетом выражения (3) соотношение (11) можно записать в виде

$$\frac{d\xi(t)}{dt} = -\frac{k_{\text{dis}}}{(1-\varepsilon_h)} \left(1 - \frac{1}{c_{\text{eq}}} c(x,t) \right) \Big|_{x=\xi(t)}, \quad t > 0. \quad (12)$$

При записи последнего равенства было учтено, что в случае рассматриваемой задачи $r_h < 0$. Начальное условие для координаты $\xi(t)$ запишется как

$$\xi(t) \Big|_{t=0} = L_{h0}. \quad (13)$$

Уравнения (4)–(6), (9), (10), (12) и (13) образуют замкнутую систему уравнений, описывающих диссоциацию плоского слоя газового гидрата на лед и газ. В общем случае данную систему уравнений можно решить только численно. Однако ее можно решить аналитически в рамках квазистационарного приближения, которое справедливо в случае, когда профиль концентрации $c(x,t)$ успевает принять стационарное распределение в каждый момент времени $t > 0$. В рамках квазистационарного приближения уравнение диффузии (4) можно заменить на его стационарный аналог. Решение получившейся системы уравнений приводит к зависимости вида

$$\xi(t) = L_{h0} + \frac{c_{\text{eq}} M_h D}{k_{\text{dis}} \rho_h \lambda} - \sqrt{\left(\frac{c_{\text{eq}} M_h D}{k_{\text{dis}} \rho_h \lambda} \right)^2 + \frac{2M_h (c_{\text{eq}} - c_{\text{out}}) D t}{\rho_h (1-\varepsilon_h) \lambda}}, \quad t \geq 0, \quad (14)$$

где

$$\lambda = \frac{\rho_h(1-\varepsilon_h)}{\rho_l(1-\varepsilon_l)} \left(1 + \frac{M_g}{nM_w} \right)^{-1}.$$

Количественно процесс диссоциации газового гидрата можно описать с помощью такой величины, как степень диссоциации газового гидрата. Под данной величиной понимается массовая доля продиссоциировавшего газового гидрата:

$$\eta_{\text{dis}}(t) = \frac{m'_h(t)}{m_{h0}}, \quad t \geq 0,$$

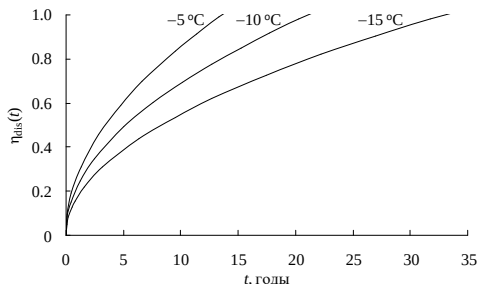


Рис. 2. Расчетные данные для случая диссоциации плоского слоя гидрата метана на лед и газ при $L_{h0}=10$ см, $c_{\text{out}}=0$ и $\varepsilon_h=\varepsilon_l=0$.

где $m'_h(t)$ – масса продиссоциировавшего газового гидрата; m_{h0} – начальная масса газового гидрата. Можно показать, что в случае рассматриваемой задачи степень диссоциации газового гидрата представима в виде

$$\eta_{\text{dis}}(t) = 1 - \frac{\xi(t)}{L_{h0}}, \quad t \geq 0. \quad (15)$$

На рис. 2 в качестве примера приведены расчетные данные для случая диссоциации плоского слоя гидрата метана на лед и газ при различных температурах. Такие расчетные данные были получены с помощью выражений (14) и (15) в предположении, что процесс диссоциации гидрата метана на лед и газ лимитируется скоростью диффузии метана через слой льда, а не скоростью реакции диссоциации гидрата метана на поверхности контакта лед–гидрат. При получении расчетных данных были использованы значения коэффициента диффузии D , соответствующие значениям коэффициента молекулярной диффузии метана во льду, взятым из работы [8]. При этом значения константы скорости k_{dis} были больше, чем $2 \cdot 10^{-8}$ м/с.

Литература

1. Davidson D.W., Garg S.K., Gough S.R., Handa Y.P., Ratcliffe C.I., Ripmeester J.A., Tse J.S., Lawson W.F. Laboratory analysis of naturally occurring gas hydrate from sediment of the Gulf Mexico // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1986. V. 50. No. 4. P. 619–623.
2. Yakushev V.S., Istomin V.A. Gas hydrate self-preservation effect // Maeno N., Hondoh T. (eds.) *Physics and Chemistry of Ice*. Sapporo: Hokkaido University Press, 1992. P. 136–140.
3. Ершов Э.Д., Лебеденко Ю.П., Чувилін Е.М., Истомин В.А., Якушев В.С. Особенности существования газовых гидратов в криолитозоне // *Доклады Академии наук СССР*. 1991. Т. 321. № 4. С. 788–791.

4. Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А. Метастабильные (реликтовые) газогидраты: распространение, ресурсы, перспективы освоения // Криосфера Земли. 2005. Т. 9. № 1. С. 68–72.
5. Истомин В.А., Якушев В.С., Махонина Н.А., Квон В.Г., Чувилин Е.М. Эффект самоконсервации газовых гидратов // Газовая промышленность. Спецвыпуск “Газовые гидраты”. 2006. С. 36–46.
6. Власов В.А. Диффузионно-феноменологическая теория образования газового гидрата из ледяного порошка // Теоретические основы химической технологии. 2012. Т. 46, № 6. С. 612–619.
7. Vlasov V.A. Formation and dissociation of gas hydrate in terms of chemical kinetics // Reaction Kinetics, Mechanisms and Catalysis. 2013. V. 110. No. 1. P. 5–13.
8. Ikeda-Fukazawa T., Kawamura K., Hondoh T. Mechanism of molecular diffusion in ice crystals // Molecular Simulation. 2004. V. 30. No. 13–15. P. 973–979.

МЕХАНИЗМЫ ДИССОЦИИАЦИИ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В ОБЛАСТИ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ТЕМПЕРАТУР

В.А. Власов, А.Н. Нестеров

Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия; *vlasov.ikz@gmail.com*

Приводится обзор работ, посвященных изучению особенностей диссоциации газовых гидратов в области отрицательных температур. Обсуждается возможность диссоциации газовых гидратов на переохлажденную воду и газ. Приводится и анализируется фазовая диаграмма вода–газ, дополненная линией метастабильного равновесия “переохлажденная вода–гидрат–газ”. Описываются и обсуждаются механизмы диссоциации газовых гидратов в области отрицательных температур.

MECHANISMS OF GAS HYDRATES DISSOCIATION AT SUBZERO TEMPERATURES

V.A. Vlasov, A.N. Nesterov

Institute of the Earth Cryosphere SB RAS, Tyumen, Russia; *vlasov.ikz@gmail.com*

A review of works devoted to the study of the features of gas hydrates dissociation at subzero (Celsius) temperatures is provided. The possibility of gas hydrates dissociation into supercooled water and gas is discussed. The phase diagram for a water–gas system supplemented by the “supercooled water–hydrate–gas” metastable equilibrium line is provided and analyzed. The mechanisms of gas hydrates dissociation at subzero temperatures are described and discussed.

Долгое время считалось, что газовые гидраты в области отрицательных температур диссоциируют на лед и газ [1]. При этом, однако, в работе [2] термодинамически обосновывается, что газовые гидраты в этой области температур могут также диссоциировать на переохлажденную воду и газ. Первые достоверные экспериментальные доказательства диссоциации газовых гидратов в области отрицательных температур на переохлажденную воду и газ были представлены в работе [3]. В дальнейшем явление диссоциации газовых гидратов на переохлажденную воду и газ было экспериментально подтверждено в работах [4–10]. Таким образом, на сегодняшний день нет никаких сомнений, что данное явление действительно существует и оно характерно для всех типов газовых гидратов.

В работах [4, 5, 7, 8, 10, 11] показано, что диссоциация газовых гидратов на переохлажденную воду и газ в области отрицательных температур происходит только при пересечении линии метастабильного равновесия “переохлажденная вода–гидрат–газ” на фазовой диаграмме вода–газ (рис. 1). При этом экспериментально обнаруженная

линия метастабильного равновесия “переохлажденная вода–гидрат–газ” является, по существу, экстраполяцией линии равновесия “жидкая вода–гидрат–газ” из области положительных температур в область отрицательных температур. Диссоциация газовых гидратов на переохлажденную воду и газ происходит без индукционного периода сразу при пересечении линии метастабильного равновесия “переохлажденная вода–гидрат–газ”.

Установлено [6], что явление диссоциации газовых гидратов на переохлажденную воду и газ тесно связано с существованием области метастабильности газовых гидратов при отрицательных температурах, ограниченной на фазовой диаграмме вода–газ линиями равновесия “лед–гидрат–газ” и линией метастабильного равновесия “переохлажденная вода–гидрат–газ” (рис. 1). В этой области газовые гидраты могут существовать как метастабильная фаза и не диссоциировать на лед и газ в течение

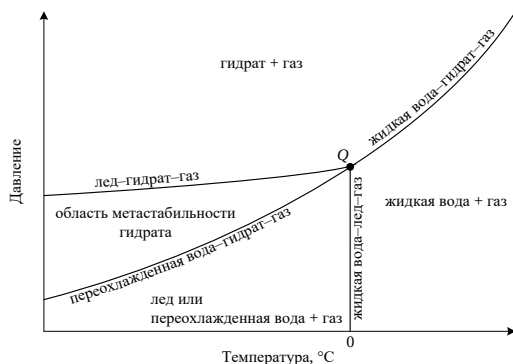


Рис. 1. Фазовая диаграмма вода–газ в координатах давление–температура. Q – квадрупольная точка, в которой сосуществуют жидкая вода, лед, газовый гидрат и газ.

длительного времени. Так, было обнаружено [6], что образцы гидрата метана, которые находились в области метастабильности, не диссоциировали на лед и газ в течение двух недель (более длительные эксперименты не проводились). Более того, в работах [6, 7, 11] установлено, что в области метастабильности газовые гидраты образуются и растут из переохлажденной воды и газа. При этом в работе [11] показано, что переход через линию метастабильного равновесия “переохлажденная вода–гидрат–газ” является обратимым, а кинетические закономерности диссоциации газовых гидратов на переохлажденную воду и газ в области отрицательных температур совпадают с кинетическими закономерностями диссоциации газовых гидратов на жидкую воду и газ в области положительных температур.

В работе [11] показано, что кристаллизация переохлажденной воды в исследуемых образцах ведет к немедленному распаду метастабильных состояний газовых гидратов, т.е. ведет к диссоциации газовых гидратов на лед и газ. Анализ экспериментальных данных, представленных в работах [11, 12], позволил установить механизм диссоциации газовых гидратов в области отрицательных температур (рис. 2). Так, газовый гидрат сразу диссоциирует на лед и газ при пересечении линии равновесия “лед–гидрат–газ” только в том случае, когда в исследуемом образце присутствует лед. Если лед в исследуемом образце отсутствует (при этом в исследуемом образце может присутствовать переохлажденная вода), то газовый гидрат

сразу диссоциирует на переохлажденную воду и газ при пересечении линии метастабильного равновесия “переохлажденная вода–гидрат–газ”.

Вся совокупность экспериментальных данных, полученных в процессе изучения особенностей диссоциации газовых гидратов в области отрицательных температур, указывает на то, что в этой области температур следует различать трехфазную систему лед–гидрат–газ и трехфазную систему переохлажденная вода–гидрат–газ (рис. 2). Так,

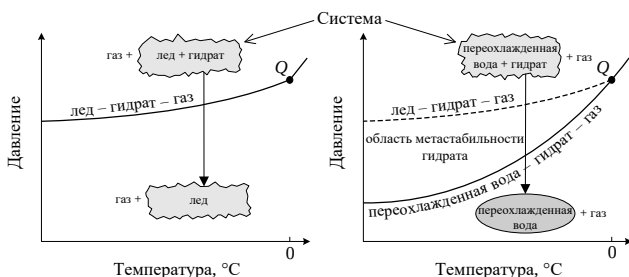


Рис. 2. Механизмы диссоциации газовых гидратов в области отрицательных температур.

если в области отрицательных температур имеется трехфазная система лед–гидрат–газ, то на фазовой диаграмме вода–газ следует принимать во внимание только линию равновесия “лед–гидрат–газ”. Если же в области отрицательных температур имеется трехфазная система переохлажденная вода–гидрат–газ, то на фазовой диаграмме вода–газ следует принимать во внимание только линию метастабильного равновесия “переохлажденная вода–гидрат–газ”. Отсюда следует, в частности, что в своей области метастабильности газовый гидрат образуется и растет из переохлажденной воды и газа, если в исследуемом образце присутствует переохлажденная вода, и диссоциирует на лед и газ, если переохлажденная вода кристаллизуется.

Существование метастабильных состояний газовых гидратов в области отрицательных температур обусловлено кинетическими затруднениями прямой перестройки кристаллического каркаса газового гидрата в кристаллический каркас льда. В этом случае, как показывает опыт, индукционный период зародышеобразования льда может быть очень длительным. Соответственно, в этом случае будет очень длительным и время существования метастабильного газового гидрата. В присутствии же переохлажденной воды время существования метастабильного газового гидрата определяется временем до ее кристаллизации.

Литература

1. Истомин В.А., Якушев В.С. Газовые гидраты в природных условиях. М.: Недра, 1992. 236 с.
2. Истомин В.А., Якушев В.С., Махонина Н.А., Квон В.Г., Чувилин Е.М. Эффект самоконсервации газовых гидратов // Газовая промышленность. Спецвыпуск “Газовые гидраты”. 2006. С. 36–46.
3. Мельников В.П., Нестеров А.Н., Решетников А.М. Механизм разложения газовых гидратов при давлении 0.1 МПа // Доклады Академии наук. 2003. Т. 389. № 6. С. 803–806.
4. Мельников В.П., Нестеров А.Н., Решетников А.М. Образование переохлажденной воды при диссоциации гидратов пропана при $T < 273\text{ K}$ // Доклады Академии наук. 2007. Т. 417. № 2. С. 217–220.
5. Melnikov V.P., Nesterov A.N., Reshetnikov A.M., Zavodovsky A.G. Evidence of liquid water formation during methane hydrates dissociation below the ice point // Chemical Engineering Science. 2009. V. 64. No. 6. P. 1160–1166.

6. Melnikov V.P., Nesterov A.N., Reshetnikov A.M., Istomin V.A., Kwon V.G. Stability and growth of gas hydrates below the ice-hydrate-gas equilibrium line on the P - T phase diagram // *Chemical Engineering Science*. 2010. V. 65. No. 2. P. 906–914.

7. Melnikov V.P., Nesterov A.N., Reshetnikov A.M., Istomin V.A. Metastable states during dissociation of carbon dioxide hydrates below 273 K // *Chemical Engineering Science*. 2011. V. 66. No. 1. P. 73–77.

8. Ohno H., Oyabu I., Iizuka Y., Hondoh T., Narita H., Nagao J. Dissociation behavior of C_2H_6 hydrate at temperatures below the ice point: melting to liquid water followed by ice nucleation // *The Journal of Physical Chemistry A*. 2011. V. 115. No. 32. P. 8889–8894.

9. Власов В.А., Заводовский А.Г., Мадыгулов М.Ш., Решетников А.М. Образование переохлажденной воды при диссоциации газовых гидратов по данным метода ядерного магнитного резонанса // *Криосфера Земли*. 2011. Т. 15. № 4. С. 83–85.

10. Власов В.А., Заводовский А.Г., Мадыгулов М.Ш., Нестеров А.Н., Решетников А.М. Изучение метастабильного равновесия переохлажденная вода–газовый гидрат–газ методом импульсного ЯМР // *Журнал физической химии*. 2013. Т. 87. № 11. С. 1814–1818.

11. Madygulov M.Sh., Nesterov A.N., Reshetnikov A.M., Vlasov V.A., Zavodovsky A.G. Study of gas hydrate metastability and its decay for hydrate samples containing unreacted supercooled liquid water below the ice melting point using pulse NMR // *Chemical Engineering Science*. 2015. V. 137. P. 287–292.

12. Drachuk A.O., Melnikov V.P., Molokitina N.S., Nesterov A.N., Podenko L.S., Reshetnikov A.M., Manakov A.Yu. Dissociation behavior of “dry water” C_2H_6 hydrate below the ice point: effect of phase state of unreacted residual water on a mechanism of gas hydrates dissociation // *Journal of Energy Chemistry*. 2015. V. 24. No. 3. P. 309–314.

АКТИВИЗАЦИЯ РОСТА ГАЗОГИДРАТА ПРИ ТЕРМОЦИКЛИРОВАНИИ ОБРАЗЦА

А.Г. Заводовский¹, М.Ш. Мадыгулов^{1,2}

¹Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия; zag-2-57@yandex.ru

²Тюменский государственный нефтегазовый университет, Тюмень, Россия;
marat747@gmail.com

Методом дифференциального термического анализа исследована динамика роста гидрата фреона-12 при циклическом изменении температуры образца. На основе полученных данных проанализированы условия интенсификации роста газогидрата фреона-12. Проведено сравнение эффективности роста гидрата при наличии в образце воды и льда. Установлены основные факторы, влияющие на получение образцов с максимальной степенью превращения водной фазы в гидрат.

THE ACTIVATION OF GROWTH OF GAS HYDRATES DURING THERMAL CYCLING SAMPLE

A.G. Zavodovsky¹, M.Sh. Madygulov^{1,2}

¹Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia; zag-2-57@yandex.ru

²Tyumen state Oil and Gas University, Tyumen, Russia; marat747@gmail.com

Growth dynamics of hydrate Freon-12 was studied by differential thermal analysis under a cyclic variation of the sample temperature. Growth intensification conditions of hydrate Freon-12 were analyzed based on the data obtained. It was compared the growth efficiency of hydrate in the presence in the sample of water and ice. The main factors affecting the receipt of the samples with a maximum degree of conversion of the aqueous phase in the hydrate are installed.

Эффективность применения газогидратных технологий, улучшающих экологию окружающей среды, во многом определяется степенью превращения водной фазы в

гидрат (P_h) [1]. Для малых объемов воды (льда) интенсификация роста гидрата достигается при термоциклировании образца в атмосфере гидратообразующего газа с обязательной реализацией фазовых переходов лед $\leftrightarrow$ вода [2, 3]. Не смотря на то, что в данном случае удастся достичь больших значений P_h , высокая скорость роста гидрата отмечена только в течение первого цикла. В последующем рост гидрата существенно замедляется вплоть до прекращения гидратообразования, что не позволяет достичь полного превращения водной фазы в гидрат при дальнейшем термоциклировании образца [3].

Согласно результатам работы [3], одним из путей получения 100%-го гидрата является уменьшение размера газогидратных частиц, образованных на основе воды (льда), что требует экспериментального подтверждения. Чтобы при этом оптимизировать процесс термоциклирования образца и интенсифицировать рост гидрата, необходимо оценить скорость его роста на различных этапах цикла, отличающихся фазовым состоянием не перешедшей в гидрат воды. На практике это реально сделать с помощью метода ДТА, который способен не только идентифицировать фазовые переходы воды в образцах гидрата, но и оценивать количество перешедшей в газогидратное состояние водной фазы [4].

В данной работе исследована кинетика роста гидрата фреона-12 с использованием оригинальной ДТА установки [4,5], способной регистрировать пики кристаллизации и плавления не перешедших в гидрат воды и льда при циклическом изменении температуры образца [6]. Газовый гидрат фреона-12 является типичным гидратом структуры КС-II. При этом он характеризуется низким давлением гидратообразования, что значительно упрощает условия проведения эксперимента. Для получения статистически значимых результатов в ДТА экспериментах использована совокупность большого числа газогидратных частиц фреона-12. С целью достижения высокой степени гидратообразования их готовили на основе гранул льда со средним размером ~150 мкм, которые получали дроблением монолитного льда, полученного из дистиллированной воды. В качестве гидратообразующего газа использовали фреон-12 ($R-12$) с объемным содержанием CCl_2F_2 не менее 99,7 %.

При термоциклировании образцов гидрата фреона-12, приготовленных на основе гранул льда по методике описанной в [5,6], получены характерные ДТА термограммы [6], представляющие собой последовательность чередующихся пиков кристаллизации и плавления не перешедших в гидрат воды и льда соответственно. Значения площадей этих пиков использованы нами для оценки степени превращения водной фазы в гидрат (степени гидратообразования образца) по формуле [4]:

$$P_h(n) = \frac{S_o - S_n}{S_o} \cdot 100\%, \quad (1)$$

где S_o - площадь пика плавления льда (кристаллизации воды) в атмосфере воздуха; S_n - площадь пика плавления непрореагировавшего льда (кристаллизации непрореагировавшей воды) при термоциклировании образца гидрата в атмосфере фреона-12 в n - цикле ($n = 1, 2, 3, \dots$).

Результаты расчетов P_h по формуле (1) представлены на рис. 1, где, так же как и в работе [3], наблюдается замедление роста гидрата с увеличением числа циклов, что связано с экранирующим действием растущей газогидратной корки, которая снижает доступ молекул газа к фронту гидратообразования [7]. Не смотря на замедление роста гидрата, нам удалось получить практически 100% превращение основной массы воды в гидрат к концу 9-го цикла благодаря использованию гранул льда меньшего, чем в работе [3], размера. О полном превращении водной фазы в гидрат судили по отсутствию ДТА пиков кристаллизации и плавления не перешедших в гидрат воды и льда, что также подтверждалось прекращением потребления газа при

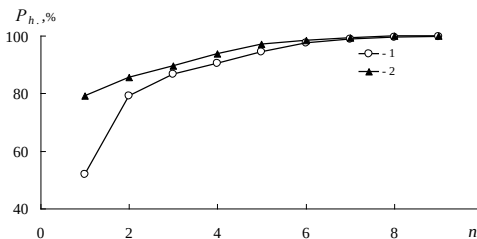


Рис.1. Рост степени гидратообразования образца с увеличением цикличности. Значения P_h получены на основе соответствующих ДТА пиков: 1- плавления непрореагировавшего льда; 2 – кристаллизации непрореагировавшей воды.

дальнейшем термоциклировании образца. Следует особо отметить, что получению 100%-го гидрата в значительной степени способствовал выбор размера образца ~ 150 мкм с учетом результатов работы [3], где практически при тех же условиях эксперимента методом ЯМР было зафиксировано прекращение роста газогидрата фреона-12 при толщине газогидратной

корки ~125 мкм.

Анализ разности значений P_h на промежутках времени между моментами регистрации пика плавления льда и пика кристаллизации воды показывает (рис. 1), что при термоциклировании образца гидрат преимущественно растет на основе жидкой фазы воды, которая в соответствии с методикой эксперимента образуется при плавлении не перешедшего в гидрат льда. Характерно, что процесс термоциклирования не способствует активизации роста гидрата при наличии в образце льда. Об этом свидетельствует незначительная разность значений P_h на промежутках времени между моментами регистрациями пика кристаллизации воды и пика плавления льда.

Эффективность роста гидрата на основе воды наиболее заметна в первом цикле, где степень гидратообразования образца увеличилась на 31% на промежутке времени между регистрациями первого пика плавления льда и первого пика кристаллизации воды. В каждом последующем цикле, если судить по величине изменений соответствующих значений P_h , отмечается заметное снижение активности роста гидрата на основе жидкой фазы воды, что ранее также фиксировалось в ЯМР экспериментах [3].

Не исключено, что наблюдаемая интенсификация роста гидрата на начальном этапе термоциклирования образца является следствием наличия пор у гидрата фреона-12 [8]. В таком случае, появление в них воды в результате плавления не перешедшего в гидрат льда улучшает диффузионные свойства газогидратной корки и ускоряет доступ молекул газа к фронту гидратообразования. В свою очередь, поры могут также способствовать перераспределению поровой влаги и подтягиванию ее в область фазового перехода вода→гидрат, что в совокупности активизирует процесс гидратообразования в исследуемых образцах. С течением времени поры зарастают, и, следовательно, эффективность роста гидрата снижается даже при наличии в образце не перешедшей в гидрат воды, что в конечном итоге и наблюдается в эксперименте.

При получении газогидратных частиц на основе гранул льда в режиме термоциклирования образца рост гидрата с течением времени замедляется, что связано с экранирующим действием газогидратной корки, образованной на их поверхности. Поэтому для получения 100% гидрата за минимально короткое время следует уменьшить длительность нахождения непрореагировавшей воды в твердом состоянии наряду с уменьшением размера газогидратных частиц.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы ФНИ государственных академий наук на 2013-2017 годы (приоритетное направление

VIII.77.2.), междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 144 и Совета по грантам Президента Российской Федерации (грант НШ-3929.2014).

Литература

1. Якушев В.С., Квон В.Г., Герасимов Ю.А., Истомин В.А. Современное состояние газогидратных технологий // М.: ООО "ИРЦ Газпром", 2008. 88 с.
2. Stern L.A., Kirby S.H., Durham W.B. Peculiarities of methane clathrate hydrate formation and solid-state deformation, including possible superheating of water ice // Science, 1996. Vol. 273. P. 1843-1848.
3. Власов В.А., Заводовский А.Г., Нестеров А.Н. и др. Гидратообразование при термоклировании образцов дисперсного льда по данным метода ядерного магнитного резонанса // Вестник Тюменского Государственного университета, 2011. №7. С. 73-81.
4. Заводовский А.Г., Мадыгулов М.Ш., Нестеров А.Н. и др. Рост газовых гидратов в эмульсии вода/масло по данным метода дифференциального термического анализа // Известия вузов. Нефть и газ, 2014. №2. С. 82-88.
5. Заводовский А.Г., Мадыгулов М.Ш., Решетников А.М. Равновесные условия и область метастабильных состояний газогидрата фреона-12 // Журнал физической химии, 2015. том 89. № 12. С. 1845-1850.
6. Власов В.А., Заводовский А.Г., Мадыгулов М.Ш. Исследование метастабильных состояний газовых гидратов фреона-12 методом ДТА // Сборник материалов Всероссийской научно-практической конференции "Теоретические и практические аспекты исследований природных и искусственных газовых гидратов". Якутск, 24-28 августа 2011 г.- Якутск: Ахсаан, 2011. С. 36-40.
7. Rivera J.J., Janda K.C. Ice particle size and temperature dependence of the kinetics of propane clathrate hydrate formation // Journal of Physical Chemistry C, 2012. Vol. 116. P. 19062-19072.
8. Власов В.А., Заводовский А.Г., Мадыгулов М.Ш. и др. Исследование импульсным методом ЯМР метастабильной воды, образованной при диссоциации фреонгидрата-12 в области отрицательных температур // Материалы Четвертой конференции геокриологов России (Москва, МГУ имени М.В. Ломоносова, 7-9 июня 2011 г.), М: Университетская книга, 2011. Т. 1. С. 5-7.

ИССЛЕДОВАНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ СКОПЛЕНИЙ МЕТАНА В ПРОМЕРЗАЮЩИХ И МЕРЗЛЫХ ПОРОДАХ

Г.Н. Краев¹, Д.Г. Шмелев²

¹Центр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН, Москва, Россия;

kraevg@gmail.com

²Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, Московская область, Россия; denwallace@yandex.ru

Выделения метана из толщи мерзлых пород представляют не только климатическую угрозу, но и опасность для производственной инфраструктуры и жизнедеятельности. Неопределенности, связанные с формой нахождения и характером распределения метана в мерзлых породах не дают возможности прогнозировать связанные с метаном угрозы. В 2016 г. начался проект детального исследования характера перераспределения метана в мерзлых породах в связи с криогенезом. Он кратко описан в настоящем сообщении. Приглашаем к сотрудничеству заинтересованные в выполнении или результатах проекта лица и организации.

STUDY OF METHANE ACCUMULATION CONDITIONS IN FREEZING SOILS AND PERMAFROST

G.N. Kraev¹, D.G. Shmelev²

¹Center of Forest Ecology and Productivity RAS, Moscow, Russia; kraevg@gmail.com

²Institute of Physicochemical and Biological Issues in Soil Science RAS, Pushchino, Moscow Oblast, Russia; denwallace@yandex.ru

Methane emissions from permafrost were recognized not only the climate forcing agent, but also a danger to industrial infrastructure and livelihood. Uncertainties associated with occurrence form and distribution of methane in permafrost made it difficult to forecast methane-related hazards. The project on examination of redistribution of methane in freezing soils due to cryogenesis has started this year. Here we report shortly on the planned activities. We would like to draw attention of researchers and organizations interested in collaboration or results of the project.

Введение. В 2014 году большой резонанс в кругах промышленников и ученых, поддержанный СМИ, произвело обнаружение явления, названного Ямальским кратером [1] - округлого углубления в зоне распространения мерзлых пород Ямала, имеющего черты взрывного процесса [2]. Близость кратера к Бованенковскому месторождению нефти и газа подняло вопросы об опасности и возможности прогнозирования подобных явлений. Высказывались различные гипотезы происхождения этого образования, однако большинство ученых сходятся во мнении, что причиной его явился взрыв газа, накопившегося под толщей или в толще мерзлоты. Недостаток материалов исследований оставляет поле для рассуждений о возможных источниках газа, среди которых называют: поступление газа по ослабленным зонам тектонических разломов [3], утечки газа из продуктивных пластов, диссоциация газ-гидратов, содержащихся в мерзлоте [4]. Каким бы ни был генезис метана, есть основания полагать, что данное явление имеет более широкое распространение и связано с формированием и распадом бугров пучения [5].

Бугры пучения - гидролакколиты - в наиболее общем случае формируются в результате промерзания закрытых таликов - талых массивов грунта, окруженных мерзлыми породами, сформировавшихся, например, после дренирования термокарстовых озер и выхода донных отложений на поверхность [6]. Полное промерзание отложений таликов - процесс занимающий от сотен до тысяч лет, который начинается с формирования перелетка мерзлых пород на поверхности, непроницаемого для газов. Условия последующего промерзания определяют характер распределения газа в итоговом разрезе. Исследователями газ-гидратов, в частности, предполагается процесс криогенного концентрирования - отжима метана в направлении талых горизонтов при промерзании в определенных условиях [7]. Доказательством действия такого процесса стало обнаружение скопления метана с концентрацией 85% с возрастом газа на 18000 лет моложе возраста вмещающих отложений под толщей озерных отложений в долине р. Колымы, а также косвенные свидетельства перераспределения газа, полученные в ходе лабораторного эксперимента и наблюдений за газосодержанием мерзлых пород [8]. Метан в указанном скоплении имел преимущественно биологическое происхождение - образован в результате анаэробного разложения органического вещества в промерзающих отложениях, что подтверждается его изотопным составом. Таким образом, даже в отсутствие геологических источников метана, могут формироваться существенные по объему и концентрации скопления метана. Лабораторные исследования культур метаногенов выделенных из многолетнемерзлых пород показывают, что при наличии субстрата в анаэробной среде продукция метана может происходить даже при отрицательных значениях температуры [9].

Вопрос о сезонном или длительном сохранении метана в мерзлых породах, и его участия в формировании эмиссии метана в атмосферу ранее не поднимался. Несмотря на то, что в настоящее время работы по измерению эмиссии метана в атмосферу в криолитозоне ведутся многими коллективами исследователей (в частности [10]), математические модели основанные на биогеохимических процессах все еще не обладают достаточной прогностической силой [11]. Некоторые процессы, такие как крупные потоки метана в атмосферу с шельфа [12] или из термокарстовых озер [13]

уже традиционно рассматриваются в глобальных инвентаризациях источников метана как практически неограниченные, связанные с разложением газ-гидратов или поступлением метана из недр Земли. На локальном уровне неопределенной статьей годового бюджета метана остается формирование зимних максимумов эмиссии [14, 15]. Формирование скоплений метана под действием криогенных процессов может лежать в основе этих неопределенностей. Впервые будут охарактеризованы условия формирования скоплений метана в мерзлых породах.

В данном сообщении мы хотели бы рассказать о запланированных работах по исследованию условий формирования скоплений метана, образованных под действием криогенных процессов и их участию в газообмене между сушей и атмосферой.

Целями научного исследования является сбор экспериментальных и теоретических данных для прогнозирования распределения метана в мерзлых породах с известным геологическим строением и историей формирования мерзлых пород. Мы стремимся разработать технологию определения пространственного положения, оценки объема и стабильности скоплений метана в мерзлых осадочных породах.

Задачи научного исследования:

1. База данных по криогенному перемещению метана в промерзающих почвах
2. Описание математической модели зависимости концентрации метана в скоплениях метана от условий промерзания и свойств отложений.
3. Протоколы бурения многолетнемерзлых пород и отбора метана из кернов мерзлых пород, и скважин – обнаружения
4. Протоколы измерения концентрации метана в почве и в атмосфере
5. Методика оценки опасности, связанной с разгрузкой скопления метана из мерзлых толщ

Методика исследования включает лабораторный эксперимент, натурные наблюдения за деятельным слоем, поиск и наблюдение за скоплениями метана в толще мерзлых пород. Цель экспериментальных лабораторных работ – найти зависимость характера перераспределения метана по профилю от факторов промерзания и состава пород.

ПВХ трубы диаметром 11 см и высотой 20 см, заполненные модельными смесями (песок, алевроит, глина) при трех уровнях влажности (от 10% до 110%) и двух значениях концентрации метана (от 1 до 20%) будут промораживаться одноосно (сверху вниз) при трех значениях температуры на поверхности (от -1 до -10°C). Труба будет просверлена на нескольких уровнях для подведения внутрь датчиков температуры от логгера и установки мембранных пробоботборников (искусственных пор) для наблюдения за изменением концентрации метана и процессом промерзания. После промерзания монолит будет извлекаться, распиливаться на образцы объемом порядка 50 см³ и дегазироваться из насыщенного соляного раствора NaCl в свободное пространство заполненное азотом. Концентрация будет измерена на хроматографе.

Полученные данные об изменении концентрации метана в процессе промерзания и определении остаточной концентрации метана в промерзшем грунте позволят определить характер и оценить изменения концентрации (отклонения от первоначальной равномерной концентрации по профилю образца).

Вторая часть работ включает мониторинг изменения концентрации в естественных условиях при промерзании деятельного слоя на трех участках, характеризующихся различной динамикой промерзания. При помощи полевого метанового детектора будут отобраны участки, характеризующиеся высокой эмиссией метана в атмосферу. В теплый период на них будет организован мониторинг концентрации метана в деятельном слое при помощи мембранного пробоботборника (или более совершенным методом, определенным в результате анализа существующих

методик отбора почвенного газа). Отбор будет проводиться еженедельно до тех пор, пока не произойдет полное промерзание деятельного слоя. Контроль состояния деятельного слоя, глубины залегания талых горизонтов будет проводиться по мерзлотомеру, установленному в каждой из точек наблюдений. После промерзания будет проводиться бурения на глубину деятельного слоя, отбор образцов и определение в них концентрации метана.

На третьем этапе, на основании полученных данных о влиянии условий промерзания на характер перераспределения метана в профиле мерзлых толщ будет осуществляться поиск метановых скоплений. Будет проанализировано распределение газа в промерзающих таликах и буграх пучения. При обнаружении метанового скопления с помощью метанового детектора, скважина будет оборудована для проведения мониторинга потока метана.

Ожидаемые результаты будут представлять протоколы измерения концентраций и потоков метана в промерзающих и мерзлых породах, с учетом условий промерзания и состава пород. Информация протоколов будет скомпилирована в базу данных наблюдаемых случаев перераспределения метана в естественных и в лабораторных условиях, позволит предложить математическую модель распределения метана в горизонтах промерзающих почв. Данная модель, в зависимости от успеха ее использования для определения скоплений метана на третьем этапе исследования имеет возможность лечь в основу методики определения опасности, связанной с выделением метана из газовых скоплений в многолетнемерзлых осадочных породах. Данные результаты предназначены для развития систем оценки рисков, связанных с дегазацией метановых скоплений в многолетнемерзлых породах, используемых в проектировании, строительстве и эксплуатации объектов промышленного, военного и гражданского назначения.

Среди возможных потребителей результатов полученных в ходе проекта следует отметить в первую очередь отделы промышленной безопасности предприятий, ведущих геолого-разведочную, проектную, изыскательскую и строительную деятельность в Арктике. В процессе освоения территорий зоны распространения многолетнемерзлых пород этим потребителям могут потребоваться сведения о имеющихся геологических опасностях, чтобы минимизировать риски. Результаты, полученные в ходе данного исследования могут нуждаться в уточнении в ходе проведения геологических исследований этими потребителями для уточнения объемов и глубин залегания метановых скоплений, составления крупномасштабных карт опасности дестабилизации скоплений метана с использованием методики, выработанной в данном проекте. Доведение результатов может осуществляться через консалтинговые организации, занимающиеся оценкой рисков.

Благодарности. Работа выполняется в рамках проекта «Условия формирования опасных скоплений метана в толще мёрзлых пород» при поддержке гранта Президента РФ МК-9417.2016.5 и теме НИР Государственного задания № 01201355191 «Климатогенные и антропогенные модификации биосферных функций бореальных лесов и Арктических экосистем России».

Литература

1. Moskvitch K. Mysterious Siberian crater attributed to methane, на сайте: <http://www.nature.com/news/mysterious-siberian-crater-attributed-to-methane-1.15649>, 2014.
2. Кизяков А.И., Соношкин А.В., Лейбман М.О., Зимин М.В., Хомутов А.В. Геоморфологические условия образования воронки газового выброса и динамика этой формы на Центральном Ямале // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 2. С. 15-25.
3. Are F.E. The problem of the emission of deep-buried gases into the atmosphere // Permafrost Response on Economic Development, Environmental Security and Natural Resources. Springer Netherlands. 2001. P. 497-509.

4. Yakushev V.S., Chuvin E.M. Natural gas and gas hydrate accumulations within permafrost in Russia // Cold Regions Science and Technology. 2000. V. 31. No. 3. P. 189-197.
5. Богоявленский В.И. Угроза катастрофических выбросов газа из криолитозоны Арктики. Воронки Ямала и Таймыра. // Бурение и нефть. 2014. № 9. С. 13 – 18.
6. Mackay J.R. Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula Area, Western Arctic Coast, Canada: a long-term field study // *Geographie physique et Quaternaire*. 1998. V. 52. No. 3. P. 271–323.
7. Chuvin E.M., Yakushev V.S., Perlova E.V. Gas and Possible Gas Hydrates in the Permafrost of Bovanenkovo Gas Field, Yamal Peninsula, West Siberia // *Polarforschung*. 1998. V. 68. P. 215-219.
8. Kraev G.N., Schultze E.-D., Rivkina E.M. Cryogenesis as a factor of methane distribution in layers of permafrost // *Doklady Earth Sciences*. 2013. V. 451. No. 2. P. 882-885.
9. Ривкина Е.М., Лауринавичус К.С., Гиличинский Д.А., Щербакова В.А. Метанобразование в веномерзлых отложениях // Доклады Академии наук. 2002. Т. 383. № 6. С. 830-833.
10. Budishchev A., Mi Y., van Huissteden J., Beileli-Marchesini L., Schaefferman-Strub G., Parmentier F.J.W., Fratini G., Gallagher A., Maximov T.C., Dolman A. J. Evaluation of a plot-scale methane emission model using eddy covariance observations and footprint modelling // *Biogeosciences*. 2014. V. 11. No. 17. P. 4651-4664.
11. Mi Y., van Huissteden J., Parmentier F.J.W., Gallagher A., Budishchev A., Berridge C.T., Dolman A.J. Improving a plot-scale methane emission model and its performance at a northeastern Siberian tundra site // *Biogeosciences*. 2014. V. 11. No. 14. P. 3985-3999.
12. Sergienko V.I., Lobkovskii L.I., Semiletov I.P., Dudarev O.V., Dmitrievskii N.N., Shakhova N.E., Romanovskii N.N., Kosmach D.A., Nikol'skii D.N., Nikiforov S.L., Salomatin A.S., Anan'ev R.A., Roslyakov A.G., Salyuk A.N., Karnaukh V.V., Chernykh D.B., Tumskoi V.E., Yusupov V.I., Kurilenko A.V., Chuvin E.M., Bukhanov B.A. The Degradation of Submarine Permafrost and the Destruction of Hydrates on the Shelf of East Arctic Seas as a Potential Cause of the "Methane Catastrophe": Some Results of Integrated Studies in 2011 // *Doklady Earth Sciences*. 2012. V. 446. № 1. P. 1132-1137.
13. Walter Anthony K.M., Anthony P., Grosse G., Chanton J. Geologic methane seeps along boundaries of Arctic permafrost thaw and melting glaciers // *Nature Geoscience*. 2012. V. 5. P. 419–426.
14. Mastepanov M., Sigsgaard C., Tagesson T., Strom L., Tamstorf M.P., Lund M., Christensen T.R. Revisiting factors controlling methane emissions from high-Arctic tundra // *Biogeosciences*. 2013. V. 10. P. 5139–5158.
15. Xiong X., Barnett C., Maddy E., Liu X., Goldberg M. Variation of atmospheric methane over the permafrost regions from satellite observation during 2003 to 2007 // Ninth International Conference on Permafrost. Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks. 2008. V. 2. P. 1981-1986.

ОБРАЗОВАНИЕ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ НА ОСНОВЕ МЕЛКОДИСПЕРСНОГО ЛЬДА С ДОБАВЛЕНИЕМ ПОЛИВИНИЛПИРРОЛИДОНА

М.Ш. Мадыгулов^{1,2}, А.Г. Заводовский¹, В.П. Щипанов²

¹Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия, zag-2-57@yandex.ru

²Тюменский государственный нефтегазовый университет, Тюмень, Россия,
marat747@gmail.com

Методом ДТА исследована динамика роста гидрата фреона-12 на основе молотого льда. Результаты получены при термостатировании образца и в режиме изменения его температуры по циклу. Проведено сравнение эффективности роста гидрата фреона-12, полученного на основе чистого льда и льда с добавлением поливинилпирролидона.

GAS HYDRATE FORMATION ON THE BASIS GROUND ICE WITH POLYVINYLPIRROLIDONE

With method DTA studied the dynamics of growth Freon-12 hydrate based on ground ice. Results obtained at thermostating the sample and in the thermocycling regime. A comparison of effectiveness growth Freon-12 hydrate obtained on the basis of pure ice and addition of polyvinylpyrrolidone.

Введение. Газовые гидраты – кристаллические соединения включения, состоящие из молекул воды и низкомолекулярных газов, образующиеся при высоком давлении и низкой температуре. В природе они широко распространены в Мировом океане, начиная с глубин 300–400 м, а в криолитозоне глубже 250 м [1].

Внешне, газовые гидраты напоминают лёд или спрессованный снег, но при этом их структура отличается от структуры обычного гексагонального льда, благодаря чему в 1 м³ газового гидрата может содержаться до 160 м³ газа при нормальных условиях [2].

Данные свойства газовых гидратов можно использовать для промышленного развития альтернативных технологий транспорта природных и попутных газов [3], утилизации парниковых газов [4], опреснение морской воды [5], разделение газовых смесей [6] и т.д.

Развитие и совершенствование этих технологий во многом определяется эффективностью превращения водной фазы в газовый гидрат, которая заметно снижается при нарастании корки гидрата. Для интенсификации роста гидрата и увеличения степени превращения воды (льда) в гидрат используют различные методы и подходы [7–11].

Объект исследования. Исследования синтеза газового гидрата производили на образцах молотого мелкодисперсного льда, со средним размером частиц ~150 мкм. Молотый мелкодисперсный лёд получали из объемных замороженных образцов льда, путем механического размалывания в криокамере. Для приготовления объемных замороженных образцов использовалась дистиллированная вода и водные растворы поливинилпирролидона (ПВП).

Водные растворы готовили на основе дистиллированной воды и ПВП со средней степенью полимеризации 5000 ед.

В качестве гидрат образующего газа использовали фреона-12 (R-12), с объемным содержанием основного компонента не менее 99,7 %. R-12 образует гидрат кубической структуры КС-II постоянного состава, со стехиометрической формулой $\text{CCl}_2\text{F}_2 \cdot 17\text{H}_2\text{O}$, и часто используется для моделирования процесса гидратообразования без необходимости применения высоких давлений.

Экспериментальная установка. Синтез гидрата фреона-12 производился на экспериментальной установке (рис.1), состоящей из 3-х основных блоков: компримирования (а), термостатирования (b) и регистрации (с).

Основу блока компримирования составляют баллон с исследуемым газом (1), вакуумный насос 2FY-1B (7) и многоходовые игольчатые клапаны АЗТ-10-4/250 (2), которые используются для регулирования скорости изменения давления газа в реакторе в интервале от 0,1 до 20 кПа/мин.

Поддержание требуемой температуры, а так же её изменение производится блоком термостатирования (b), который состоит из криостата Julabo FM50-ME (4). Непосредственно в данном термостате располагаются реактор для проведения экспериментов и ячейка с эталонным образцом. Благодаря конструкционным

особенностям реактора, он полностью погружен в термостатируемую ванну. Тем самым нивелирован градиент температур во всем объеме реактора.

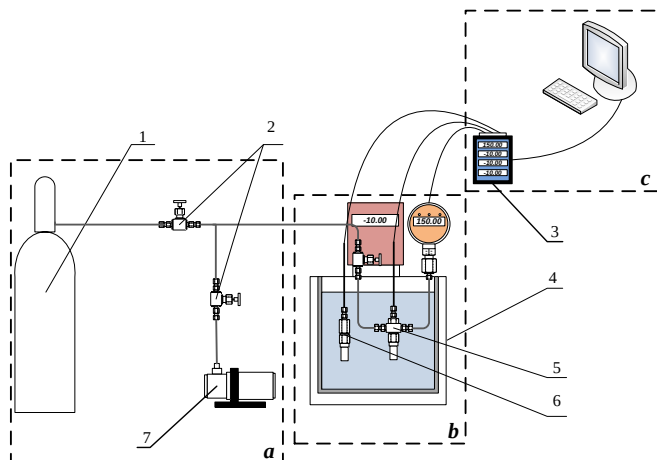


Рис. 1. Схема экспериментальной установки. *a* – блок компримирования, *b* – блок термостатирования, *c* – блок регистрации и обработки данных. 1- баллон с исследуемым газом, 2- многоходовые игольчатые вентили, 3 – аналоговый цифровой преобразователь, 4 – криостат, 5 - реактор с исследуемым образцом, 6 – эталонный образец, 7- вакуумный насос.

Регистрация показаний температуры производилась с помощью термодатчиков, изготовленных на основе импульсных кремниевых диодов КД512а, с точностью измерения не хуже $\pm 0,1\text{K}$. Давление газа в реакторе контролировали цифровым манометром ДМ5002Г УХЛ с погрешностью измерения $\pm 1,5\text{kPa}$. Сбор, предварительная обработка и запись регистрируемых параметров на РС производилась с помощью АЦП (3). Для визуального контроля хода экспериментов числовые данные воспроизводились на экране монитора в виде графических зависимостей.

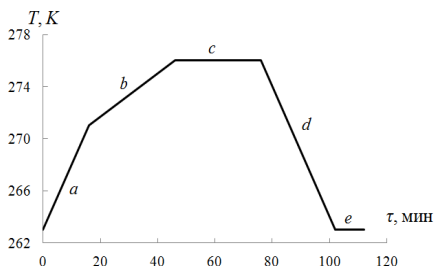


Рис.2. Схема циклического изменения температуры образца при образовании газового гидрата: *a, d* – нагрев и охлаждение образца со скоростью $0,5^\circ\text{C}/\text{мин}$ соответственно; *b* – нагрев со скоростью $0,17^\circ\text{C}/\text{мин}$; *c, e* – выдерживание образца при температуре 276 и 263K соответственно.

Методы и методики.

Приготовленные образцы молотого мелкодисперсного льда взвешивались и помещались в стеклянные пробирки диаметром 10 мм. Средняя масса образца в пробирке составляла $0,26 \pm 0,02\text{г}$ при высоте насыщенного слоя 10 мм.

Изначально, заполненный мелкодисперсным льдом реактор помещали в термостат при температуре 263K. После непродолжительного выстаивания, производили вакуумирование реактора в течение 2 минут с

последующим напуском R-12 до давления $150 \pm 3 \text{ кПа}$. При давлении $150 \pm 3 \text{ кПа}$ и температуре 263 К образец выдерживали в течение 120 минут. Далее производили повторный напуск R-12 до давления $150 \pm 3 \text{ кПа}$. Затем, в соответствии с разработанной программой (см.рис.2), запускали режим циклического изменения температуры в интервале от 263 до 276 К . Перед началом каждого последующего цикла на этапе “е” (см.рис.2), производили однократный напуск газа.

О количестве молей (Δn) перешедшего в гидрат R-12 судили по падению давления газа в реакторе:

$$\Delta n = \frac{V}{R} \left[\left(\frac{P}{zT} \right)_0 - \left(\frac{P}{zT} \right)_\tau \right]$$

где, V - объем газовой фазы в реакторе, R - универсальная газовая постоянная, P, T - давление и температура в реакторе, z - коэффициент сжимаемость газа, 0 и τ - начальный и текущий момент времени.

Расчет степени превращения (P_g) молотого мелкодисперсного льда в гидрат производили по формуле:

$$P_g = \frac{17\mu\Delta n}{m} 100\%$$

где, μ – молярная масса воды, m – начальная масса молотого мелкодисперсного льда.

Основные результаты и их обсуждения. На рис. 3 приведены результаты расчета степени превращения льда в гидрат, соответствующие выдерживанию образцов льда с концентрацией ПВП (в масс. %) равной 0% , $0,05\%$, $0,75\%$ при температуре 263 К . Характерно, что при нулевой концентрации ПВП отсутствуют индукционные явления, связанные с задержкой начала процесса гидратообразования. Это проявляется в активном росте гидрата на начальном этапе эксперимента, что свидетельствует о высокой частоте образования растущих зародышей гидрата. Затем скорость роста гидрата уменьшается в результате образования газогидратной корки, и, он растет практически с постоянной скоростью, которая лимитируется диффузией молекул гидратообразующего газа к фронту фазового перехода лед-гидрат при не

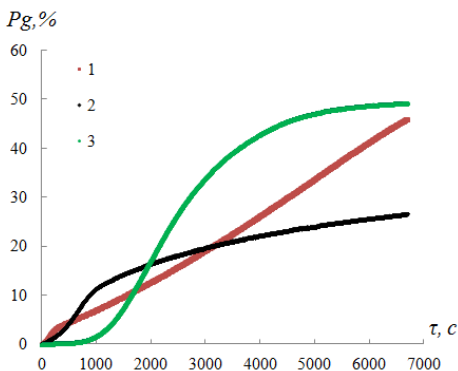


Рис.3. Динамика роста степени превращения (P_g) мелкодисперсного льда в газовый гидрат при температуре 263 К в зависимости от концентрации (в масс. %) ПВП: 1 – $c=0\%$; 2 – $c=0,05\%$, 3 – $c=0,75\%$;

больших толщинах газогидратной корки, получаемой в эксперименте.

При концентрациях ПВП отличной от нуля проявляется эффект задержки, момента начала процесса образования гидрата. Этот эффект становится более заметным по мере увеличения концентрации ПВП. Его проявление свидетельствуют о невысокой частоте образования зародышей газовых гидратов на поверхности ледяных частиц, что, по всей видимости, свидетельствует о частичном связывании молекул воды растворенным веществом. В дальнейшем процесс зародышеобразования активизируется, что отмечается

значительным ростом гидрата. Причина этого пока не понятна, но видно, что с ростом концентрации ПВП поведение образцов отличается. В частности, протяженность области активизации роста гидрата при $c=0,75\%$ более чем в 3 раза превосходит протяженность соответствующей области при $c=0,05\%$. Темпы роста гидрата при $c=0,05\%$ замедляются гораздо раньше, чем для гидрата с $c=0,75\%$, при этом дальнейший его рост протекает с постоянной скоростью, которая ниже соответствующей скорости при $c=0\%$.

Важно отметить, что по истечении времени эксперимента разница значений степени превращения для чистого льда и модифицированного льда с концентрацией ПВП равной $0,75\%$ составляет 3% . Не смотря на активизацию роста гидрата при концентрации ПВП $c=0,05\%$, удалось достичь значения Pg равного только 27% .

Для интенсификации роста гидрата применяли режим термоциклирования образца с обязательным переводом его через точку плавления льда [12], по схеме, представленной на рис.2. Процесс термоциклирования продолжали до тех пор, пока в реакторе не переставало изменяться давление газа над образцом, что свидетельствовало о достижении максимально возможной степени превращения льда в газовый гидрат (см. рис.4).

Заметный рост гидрата в исследуемых образцах наблюдался только в течение первого цикла. При этом скорость роста гидрата на основе льда с концентрацией ПВП $c=0,05\%$ и чистого льда практически одинаковые. С несколько меньшей скоростью в данном случае растет гидрат фреона-12 на основе льда с концентрацией ПВП равной $0,75\%$.

Отметим, что для достижения максимального значения $Pg(\max) = 87\%$ для чистого льда требуется 12 термоциклов, а для льда с ПВП, данное состояние образца достигается за меньшее количество циклов. Характерно, что при этом $Pg(\max)$ не зависит от концентрации ПВП и составляет 72% .

В итоге получаем, что добавление ПВП не приводит к увеличению степени превращения водной фазы в газовый гидрат. По всей видимости, это связано с тем, что часть воды участвует в образовании сольватных оболочек на поверхности молекул ПВП.

Закключение. Добавление ПВП влияет на эффективность роста гидрата как при изотермическом выстаивании образца льда при 263K в течение длительного времени, так и в циклическом режиме изменения температуры. При этом отмечается сохранение ингибирующих свойств ПВП в молотом мелкодисперсном льду на проявление эффекта задержки начала процесса гидратообразования.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы ФНИ государственных академий наук на 2013-2017 годы (приоритетное направление

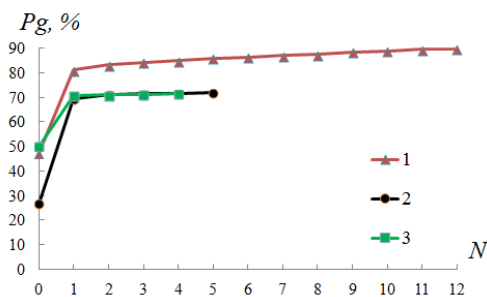


Рис.4. Рост степени превращения льда с различной концентрацией ПВП (в масс. %) при увеличении количества термоциклов:
1 – $c=0\%$; 2 – $c=0,05\%$; 3 – $c=0,75\%$.

VIII.77.2.), междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 144 и Совета по грантам Президента Российской Федерации (грант НШ-3929.2014).

Литература

1. Истомин В.А., Якушев В.С. Газовые гидраты в природных условиях. М.: Недра, 1992. С.236.
2. Sloan, E.D. Clathrate hydrates of natural gases. 2-nd ed. NY: Marcel Dekker. 1998. P.705.
3. Левин И.В., Глазков О.В., Полтавский Д.А. Оценка граничных условий применимости технологий транспорта нефтяного газа в виде гидратов на нефтегазовых месторождениях в условиях многолетнемерзлых пород // Нефтяное хозяйство. 2011. № 3. С. 66-69.
4. Чувилин Е.М., Гурьева О.М. Экспериментальное изучение образования гидратов CO₂ в поровом пространстве промерзающих и мерзлых пород // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. №3. С. 70-79.
5. Алиев А.М., Юсифов Р.Ю., Кулиев А.Р., Юсифов Ю.Г. Применение методики гидратообразования для оценки обессоливания воды // Прикладная химия, 2008, т.81, №. 4, с. 550-553.
6. Семенов А.П., Винокуров В.А. Разделение смесей метан-пропан с помощью процессов гидратообразования // Технологии нефти и газа. 2009. №6. С. 43-47.
7. Заводовский А.Г., Мадыгулов М.Ш., Нестеров А.Н., Решетников А.М., Щипанов В.П. Рост газовых гидратов в эмульсии вода/масло по данным метода дифференциального термического анализа // Известия вузов. Нефть и газ. 2014. №2. С. 82-88.
8. Заводовский А. Г., Мадыгулов М. Ш., Решетников А. М. Равновесные условия и область метастабильных состояний газогидрата фреона-12 // Журнал физической химии. 2015. Т. 89. № 12. С. 1845–1850.
9. Власов В.А., Заводовский А.Г., Нестеров А.Н., Решетников А.М., Ширишова А.В., Пульдас Л.А., Данько М.Ю. Гидратообразование при термоциклировании образцов дисперсного льда по данным метода ядерного магнитного резонанса // Вестник Тюменского Государственного университета. 2011. №7. С. 73-81.
10. Мельников В.П., Нестеров А.Н., Феклистов В.Н. Гидратообразование газов в присутствии добавок поверхностно-активных веществ // Химия в интересах устойчивого развития. 1998. Т. 6. № 1-2. С. 97-102.
11. Поденко Л.С., Нестеров А.Н., Драчук А.О., Молокитина Н.С., Решетников А.М. Образование гидратов пропана в замороженной сухой воде // Журнал прикладной химии. 2013. Т. 86. № 10. С. 1552-1558.
12. Stern L.A., Kirby S.H., Durham W.B. Peculiarities of methane clathrate hydrate formation and solid-state deformation, including possible superheating of water ice // Science. 1996. Vol. 273. P. 1843-1848.

МЕТАН В МЕРЗЛЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ И ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДАХ ЗАПАДНОГО ЯМАЛА

И.Д.Стрелецкая¹, А.А.Васильев², Г.Е.Облогов², Б.Г. Ванштейн³,
В.А.Федин¹, Н.А.Задорожная¹

¹МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия; e-mail: irinastrelets@gmail.com;

²Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия

³ФГУП ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

Обсуждаются новые результаты анализов по количеству и генезису метана, извлеченного из голоценовых и плейстоценовых сингенетических ледяных жил (ПЖЛ), двух типов пластового льда и четвертичных отложений около п/с станции Марре - Сале, Западный Ямал. Количество метана в воздушных пузырьках ПЖЛ разного возраста показали близкие значения (не более 0.8ррм). Концентрация метана в пластовом льде изменяется от 0.2 до 23.4ррм. Значения изотопов ¹³C-CH₄-70,5‰ и D-CH₄-326‰ по метану характерны для газа, образующегося при участии жизнедеятельности бактерий.

METHANE IN PERMAFROST AND THE GROUND ICE IN THE WEST YAMAL

I.D.Streletskaia¹, A.A.Vasiliev², G.E.Oblogov², B.G.Vanshtein³,
V.A.Fedin¹, N.A.Zadorozhnaya¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; irinastrelets@gmail.com ;

²Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia

³ All Russian Institute of ocean geology and mineral resources, S-Petersburg, Russia

Discussed the new data of origin and quantity methane entrapped in Holocene and Pleistocene syngenetic ice wedges (SIW), two types of intrasedimental ground ice (IGI) and Quaternary sediments near Marre-Sale weather station, West Yamal, Russia is discussed. Methane values in gas bubbles of SIW show close the range ice (not more 0.8ppm). Concentration of methane in IGI is varies between 0.2 to 23.4ppm. Our data of isotopic measurements of the $^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -70,5‰, and $\text{D}-\text{CH}_4$ -326‰ in methane are typical for gas formed with the participation of vital functions of bacteria.

В криолитозоне законсервировано значительное количество газов, в первую очередь метана. Количество метана в мерзлых отложениях зависит от возраста, генезиса и состава толщ [3,4]. Газы находились в отложениях до промерзания и сохранились в пузырьках во льду и поровом пространстве пород после промерзания. Воздушные включения в подземных льдах и многолетнемерзлых породах, являются индикатором условий криогенеза, а количество и состав газовых включений могут отражать изменения природы Арктики в прошлом. О высоком содержании метана в криогенной толще свидетельствуют результаты бурения промысловых и параметрических скважин на полуострове Ямал [1,6]. Предполагается, что продуцирование и концентрации метана в отложениях подозрительных таликов, содержащих минерализованные воды, их неравномерное промерзание, могут являться причиной взрывов и образования глубоких кратеров в районах Севера [8]

Крупные залежи подземных льдов характерная составляющая четвертичных разрезов не только континентальной части Западной Арктики, но и прилегающего шельфа. Пластовые льды (ПЛ) встречаются в виде линз мощностью до 50 м и протяженностью до нескольких сотен метров. Полигонально-жильные льды (ПЖЛ), мощность которых достигает 15 м, а ширина по верху 1-4 м, образуют решетку размером от 10 до 30 м.

ПЖЛ и ПЛ содержат газовые включения виде воздушных пузырьков. Газ попадает в ПЖЛ из воздуха, со снегом и талой весенней водой. Вытянутые удлиненные цепочки пузырьков воздуха диаметром до 1 мм равномерно распределены в жильном льду и формируют характерную слоистую вертикальную текстуру. ПЛ содержат пузырьки диаметром до 5 мм. Газы, законсервированные в пузырьках, были растворены в воде или находились в порах породы до начала промерзания. Форма пузырьков в ПЛ сферическая, они неравномерно распределены во льду, а газ в них находится под давлением.

Полярная станция Марре-Сале находится в зоне сплошного распространения криогенных пород (многолетнемерзлых и охлажденных). Мощность мерзлой толщи в районе станции составила для морской террасы около 90м, для современной морской лавды 40м. Ниже мерзлых пород залегают отрицательно температурные, пластичные, не содержащие льда породы, а на глубинах 12,0 – 60,0 м, к прослоям разнозернистых песков в глинах приурочены редкие линзы криопегмов. Среднегодовые температуры пород изменяются от -2,5 до -6,0 $^{\circ}\text{C}$ в различных ландшафтах. Обрывистые морские берега высотой 15-30 м сложены неоплейстоценовыми и голоценовыми отложениями морского и континентального генезиса рис. 1.

Голоценовые ПЖЛ имеют четкую клиновидную форму, часто надстраивают более древние жилы или проникают в более древние отложения. Крупные ПЖЛ нижнего яруса шириной по верху 1,5-4,0 м и высотой 7-10 м образуют решетку со стороной полигона 10-20 м. ПЖЛ имеют хорошо выраженные пояски, которые около жил сильно изгибаются вверх. Концы жил входят в льдистые прибрежно-морские

отложения (ПЛ I) или малолисты глины, ветвятся и изгибаются в различных направлениях. ПЛ I (рис. 1) представляет собой ледогрунтовую линзу мощностью 3-10 м и протяженностью более 800 м. В ледогрунтовой толще, там, где лед содержит незначительную примесь минеральных включений, можно наблюдать пузырьки диаметров 1-2 мм округлой и вытянутой формы, газ в которых находится под давлением. Многочисленные пузырьки распределены во льду равномерно, что придает льду белый цвет.

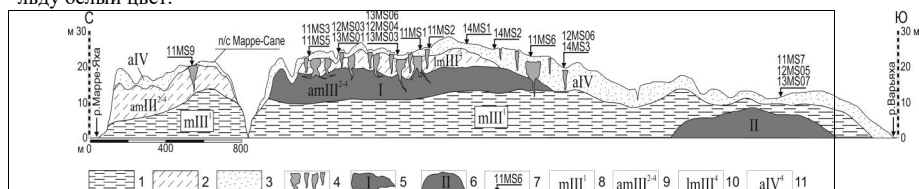


Рис. 1. Обобщенный разрез берегового обрыва в районе п/с Марпе-Сале. 1 – глины и суглинки; 2 – супеси; 3 – пески; 4 – полигонально-жильные льды (показаны вне масштаба); 5 – пластовые льды первого типа (ПЛ I); 6 – пластовые льды второго типа (ПЛ II); 7 – место расщипки и номер. Геолого-генетические комплексы отложений и их индексы: 8 – морские верхнеоплейстоценовые; 8 – аллювиально-морские верхнеоплейстоценовые; 10 – озерные верхнеоплейстоценовые; 11 – аллювиальные голоценовые.

В пластовом льду второго типа (ПЛ II) многочисленные пузырьки газа неравномерно распределены в массиве льда (рис. 1). Лед черного цвета за счет большого количества включений черной взвеси, частичек торфа, глины, ожелезненных песков и минералов, но там, где во льду, пузырьки образуют скопления, лед приобретает белый цвет. Газ в округлых пузырьках диаметром 1-5 мм находится под давлением.

Образцы льда для определения газового состава были взяты из разновозрастных ПЖЛ, ПЛ I и ПЛ II, вмещающих и перекрывающих льды отложений. 42 монолита весом 1000-1500 г льда и мерзлых пород были вырублены из стенки берегового обрыва и в мобильных холодильниках переправлены в лабораторию литологии и геохимии ФГУП "ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга" (г. Санкт-Петербург). В полевых условиях 58 монолитов дегазированы в 150 мл шприцах, а газ собран методом «head space» [7].

Дегазация льда в лаборатории проводилась с помощью установки СУОК-ДГ. Наиболее газонасыщенными оказались образцы льда из голоценовых ПЖЛ: из 210 г - 230 г образцов льда извлекалось более 21-23 мл газов, меньше всего газа извлекалось из мерзлых песков 13-15 мл из 300 г образца. Определение компонентного состава газов из продегазированных проб льда проводилось методом газовой хроматографии на установке с пламенно-ионизационным детектором SHIMADZU 2014. Для образцов газа с высоким содержанием метана в пробе в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (г. Москва) в лаборатории геохимии углерода на изотопном масс-спектрометре (в конфигурации GC-C-IRMS) определены значения изотопов $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ (8 определений). Определение значений изотопа водорода в метане из пузырьков льда по 6 образцам проведено в лаборатории Isolab B.V., Нидерланды, D vs. SMOW. В лаборатории Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (г. Пушкино) в 58 образцах, отобранных методом «head space», измерено содержание метана, которое проводилось на газовом хроматографе ХПМ.4 (Россия) с пламенно-ионизационным детектором.

Пузырьки во льдах содержат углеводородные (больше всего метана) и не углеводородные газы (азот, кислород, углекислый газ, водород и др.) (табл. 1).

Таблица 1. Содержание и свойства газов в подземных льдах и атмосферном воздухе в районе Марре-Сале (в скобках количество определений).

Содержание и свойства газов в подземных льдах					Атмосфера Земли	
Генезис/возраст льда	ПЖЛ голоценовые	ПЖЛ неоплейстоценовые	ПЛ I	ПЛ II		
Пузырьки, мм	1-2	1-2	1 4	5	-	
Форма пузырьков	вытянутые по вертикали	вытянутые по вертикали	круглые	круглые		
Содержание газа	Среднее	Среднее	Среднее	Среднее		
Общее, мл/кг*	129	85	87,4	92,2	75-40***	
N ₂ (%) (12)	83	80	82	82	78	
O ₂ (%) (12)	17	14,0	12,6	16,0	21,0	
H ₂ S (%) (12)	0, 7	0,16	0,15	0,17		
CO ₂ (%) (12)	0,64	0,97	0,80	0,62	0,03	
CH ₄ ppmV (43)*	356	489	6076	6117		
CH ₄ ppmV (23)**	97	105	1084		2	
¹³ C(CH ₄)(‰)* (8)			-66,1	-68,7	-54,5	
¹³ D(CH ₄)(‰)* (6)			-231	-259	-145,0	

* газ извлечен в лабораторных условиях из монолитов льда

**газ извлечен в полевых условиях методом headspace

*** Meteoric ice values range between 75 and 140mlkg-1[9]

Общее содержание газа в голоценовых ПЖЛ составляет 129,1мл/кг, позднеоплейстоценовых ПЖЛ - 85,0 мл/кг, в ПЛ II – 92,2 мл/кг, а в ПЛ I оно составляет 87,4 мл/кг. Содержание неуглеводородных газов (N₂, O₂, CO₂, H₂S) во всех типах льда изменяется в небольших диапазонах. Из углеводородных компонентов в воздушных пузырьках преобладает метан, его на порядок больше всех остальных углеводородных газов. Метан во льду распределен неравномерно, разница в содержании метана в зависимости от насыщенности льда пузырьками может различаться в сотни раз. Больше всего метана выделено из черного монолитного пластового льда (II), где его количество достигало 23352ppm, в среднем составляя 6117ppm. В пузырьках, заключенных в слоистом пластовом льде первого типа (I), содержание метана изменялось в диапазоне от 85ppm до 17113ppm, в среднем показывая значения 6076 ppm. На порядок меньше метана содержится в пузырьках голоценовых (средние значения 356ppm) и неоплейстоценовых (средние значения 489ppm) ПЖЛ.

Во вмещающих ПЖЛ отложениях метана содержится в несколько раз меньше. Пески и супеси, вмещающие голоценовые сингенетические ПЖЛ, содержат в среднем 79ppm метана, а в супесях, вмещающих верхнеоплейстоценовые сингенетические ПЖЛ, содержание метана достигает 460ppm, при средних значениях 187ppm. Больше всего метана выделено из песчаных и глинистых минеральных включений в ПЛ I, где среднее количество метана составило 3330ppm. Столько же метана содержалось в перекрывающих пластовые льды второго типа глинистых морских отложениях (в среднем 2584ppm) [2].

Малое количество метана в образцах из ПЖЛ не позволили определить значения изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ и водорода по метану. Значения изотопного состава углерода $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ из газовых включений пластовых залежей изменялись от -58,1‰ до -71,4‰, а значения $\text{D}(\text{CH}_4)$ по метану изменялись от -231‰ до -326‰.

Обсуждение результатов. С процессами, протекающими в анаэробной среде, связано относительно высокое содержание метана в ПЖЛ и вмещающих их отложениях. Изучение дисперсных отложений вмещающих ПЖЛ показало, что их формированию сопутствовала восстановительная обстановка. Количество метана определяется количеством захороненной органики в сингенетически промерзавших осадках. Отложения накапливались и сразу промерзали в условиях заозеренной равнины, периодически заливаемой паводковыми и морскими водами, насыщенными растворенной органикой. На связь с морем указывает высокая засоленность нижней части пачки озерных отложений (до 0,32%) и соотношение ионов воднорастворимых солей, среди анионов преобладает хлор (62%), среди анионов натрия (48,2%). Осадконакопление сопровождалось ростом сингенетических ПЖЛ в условиях суровых зим, на что указывают легкий состав стабильных изотопов кислорода и водорода [5].

Успешные поиски в ПЛ I и перекрывающих ПЛ II глины содержат большое количество органики ($\text{Corg}=0,56-0,84$) и засолены. Седиментации сопутствовала восстановительная обстановка, присутствие минерала марказита (FS_2) в черном ПЛ II - показатель сероводородного загрязнения в застойных условиях мелких озер и лагун, слабо связанных с морем [5]. Такие условия характерны для отложений мелководного шельфа и лайд, куда реками выносятся осадки с большим количеством органики. Здесь разложение большого количества органики идет без доступа кислорода. Количество метана извлекаемого из современных морских осадков со дна Карского моря около побережья Западного Ямала такое же или несколько меньше [10].

Результаты изотопно-спектрометрического анализа метана $\delta\text{C}^{13}(\text{CH}_4)$, из газовых включений ПЛ в районе Марре-Сале, свидетельствуют о его бактериальном происхождении (-58,1‰ -71,4‰) in situ (табл. 1). Природный газ из месторождений (мантинный) тяжелее и имеет значения изотопного состава $\delta\text{C}^{13}(\text{CH}_4)$ -43-50‰ [1]. На то, что источником метана не является метан из нижележащих продуктивных пластов Ямала, указывает и значение $\text{D}(\text{CH}_4)$ в диапазоне -326 ‰ - 231 ‰ в ПЛ рис. 2.

Для термокаталитических газов значения $\text{D}(\text{CH}_4)$ больше -250‰. Результаты изотопного анализа метана, отобранного из «газовыделяющих» слоев на глубинах 20-130 м на Бованенковском месторождении, меньше -70‰, что предполагает общий генезис газа во льдах и газосодержащих пластах мерзлых пород [1].

Подземные льды в районе Марре-Сале формировались при промерзании воды в различных условиях, что отразилось на количестве метана во льду, изотопном и химическом составе газа и льда. Растворимость метана в воде в сотни раз меньше растворимости углекислого газа, но при повышении давления она увеличивается. При промерзании метан вместе с другими растворенными газами захватывается льдом и сохраняется в пузырьках и поровом пространстве пород. Отложения, накапливались в условиях морского бассейна, где они также насыщались метаном. На то, что

промерзание шло быстро, указывает неравномерное распределение пузырьков, в которых газы находятся под давлением.

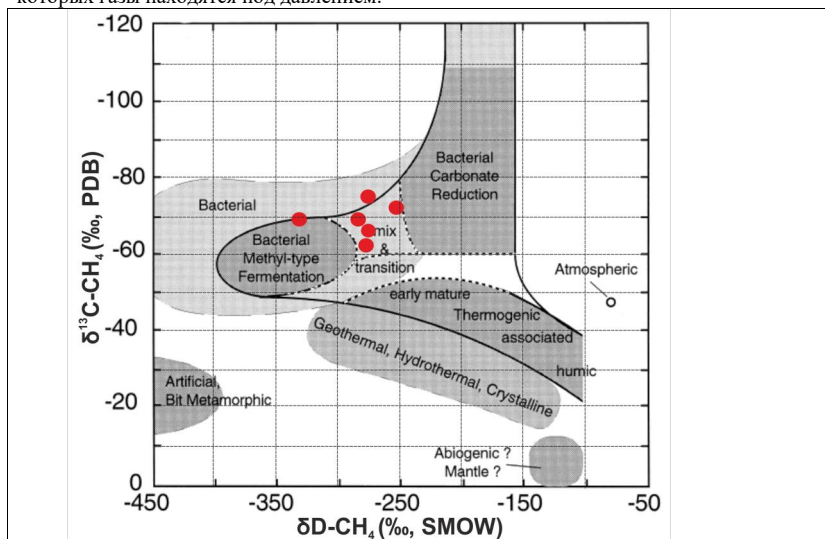


Рис. 2. Изотопный состав углерода по метану (^{13}C) и дейтерия по метану (D) из пузырьков газа в пластовых льдах I и II типа красные точки на диаграмме соотношения изотопного состава метана в зависимости от генезиса газа [11].

Изотопный состав метана однозначно показывает на его бактериальное происхождение и образование *in situ*. По значениям изотопов углерода по метану газ в ПЛ похож на «флюидопроявления» из верхней 130 м мерзлой толщи четвертичных отложений Бованенковского месторождения. Подтверждается, что многолетнемерзлые породы в зоне их сплошного распространения не способствуют миграции метана и являются надежным экраном на пути глубинного метана из продуктивных пластов с более тяжелыми значениями изотопов углерода и дейтерия по метану [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант 16-05-00612.

Литература

1. Бондарев В.Л., Миротворский М.Ю., Зверева В.Б., Облеков, Г.И., Шайдуллин Р.М., Гудзенко В.Т. Газогеохимическая характеристика надсеноманских отложений полуострова Ямал (на примере Бованенковского нефтеконденсатного месторождения) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2008, 5, с. 22-34.
2. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Мельников В.П., Облогов Г.Е. Метан в подземных льдах и мерзлых четвертичных отложениях западного Ямала // ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК, 2015, том 465, № 5, с. 604-607.
3. Ривкина Е.М., Гиличинский Д.А. Метан как палеоиндикатор генезиса и динамики мерзлых толщ // Литология и полезные ископаемые, 1996, № 4, с. 183-193.
4. Ривкина Е.М., Гиличинский Д.А., Федоров-Давыдов Д.Г., Ривкин Ф.М., Щербакова В.М. Закономерности распределения парниковых газов в вечномерзлых породах // Материалы Первой конференции геокриологов России, Москва 3-5 июня 1996, М., МГУ, 1996, кн. 4, с. 157-162.
5. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // Лед и снег, 2013, №2 (122), с. 83-92.

6. Строение и свойства пород криолитозоны южной части Бованенковского газоконденсатного месторождения. Отв. Ред. Е.М. Чувилін, 2007, М., ГЕОС, 137 с.
7. Alperin M.J., Reebergh W.S. Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation // Appl. Environ. Microbiol., 1985, vol. 50, p. 940–945.
8. Leibman M.O., Kizyakov A.I., Plehanov A.V., Streletskaya I.D. New permafrost feature: deep crater in Central Yamal, West Siberia, Russia as a response to local climate fluctuations // Geography, environment, sustainability, 2014, том 7, № 04, с. 68-80.
9. Martinerie, P., Raynaud, D., Etheridge, D. M., Barnola, J. M., and Mazaudier, D. Physical and climatic parameters which influence the air content in polar ice, Earth Planet // Sci. Lett., 1992, 112, 1–13.
10. Portnov, A., J. Mienert, and P. Serov. Modeling the evolution of climate-sensitive Arctic subsea permafrost in regions of extensive gas expulsion at the West Yamal shelf // J. Geophys. Res. Biogeosci., 2014, 119, doi:10.1002/2014JG002685.
11. Whiticar M.J. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane // Chemical Geology, 1999, 161, 291–314.

МЕТАН В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОМ ЛЕДОВОМ КОМПЛЕКСЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ (МАМОНТОВА ГОРА)

Чербунина М.Ю., Брушков А.В.

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Россия,

e-mail: cherbuninamariya@gmail.com

В статье представлены результаты измерения метана в ледовом комплексе и свойства пород обнажения Мамонтова гора, Центральная Якутия. Проведено сравнение двух методик определения содержания метана. Среднее содержание метана в подземных льдах и вмещающих их мерзлых сингенетических супесчано-суглинистых отложениях позднеплейстоценового возраста составляет 143,9 (макс. 767) ppmv и 180,23 (макс. 889) ppmv соответственно, а в подстилающих о неогеновых и среднеплейстоценовых песков максимальные концентрации достигают 13262 ppmv.

METHANE IN THE LATE PLEISTOCENE COMPLEX OF THE CENTRAL YAKUTIA (MAMMOTH MOUNTAIN)

Cherbunina M.Yu, Brouchkov A.V.

Lomonosov Moscow State University, Russia, e-mail: cherbuninamariya@gmail.com

The article presents the results of methane measurements and soil properties at Mammoth Mountain outcrop, Central Yakutia. A comparison of two methods for determining methane content was done. The average methane content in the underground ice and frozen syngenetic silt-loam sediments of Late Pleistocene age is 143.9 (max. 767) ppmv and 180.23 (max. 889) ppmv, respectively, and the maximum concentration of the underlying Neogene and Middle Pleistocene sands reach 13262 ppmv.

Введение. Вечная мерзлота является значительным резервуаром метана, его распределение по стратиграфическим горизонтам обусловлено условиями накопления и промерзания отложений, а сам метан может выступать в роли палеоиндикатора криогенеза и мерзлотных условий. Распределение метана по толще неоднородно, выделяются толщи с отсутствием или со следовым содержанием метана, которые могут подстилаться или перекрываться метаносодержащими породами. Таким образом, можно говорить, что после промерзания многолетнемерзлых пород (ММП) не происходит перераспределение метана по разрезу за геологическое время [1,3,4,8]. В то

же время, при эпикриогенном промерзании пород возможна миграция метана и его избыточное накопление в «карманах-ловушках», обусловленное литологическими различиями в составе толщи (как правило, это прослои крупнодисперсных пород), причем эти «ловушки» могут существовать на небольших глубинах от поверхности (до 15-20 м) [1].

На Колымской низменности, где газовые месторождения отсутствуют, содержание метана в отдельных слоях ММП на глубинах до 60 м достигает 40 мл/кг. Согласно исследованиям, метан присутствует во всех разновидностях эпикриогенных континентальных и синкриогенных морских отложениях, но отсутствует в синкриогенных льдистых отложениях с полигонально-жильными льдами позднего плейстоцена - ледовых комплексах [4]. В то же время, для аналогичных пород Центральной Якутии значения концентрации метана в пузырьках ледяных жил могут достигать 6000 ppmv, при средних около 1000 ppmv [7].

Данная статья посвящена детальному изучению содержания метана в отложениях и ледяных жилах ледового комплекса и подстилающих породах Центральной Якутии с помощью двух способов дегазации мерзлых образцов. Работы были выполнены на опорном обнажении Мамонтова Гора.

Район исследования. Разрез Мамонтова Гора в Центральной Якутии является опорным для стратиграфии неоген-четвертичного времени Восточной Сибири. Работы проводились на 50-ти метровой террасе. Река Алдан вскрывает здесь неоген-плейстоценовую (максимальным возрастом до 16 миллионов лет) толщу аллювиальных отложений со следами древнего промерзания пород [7]. Миоценовая песчаная толща (N_2) залегает близко к урезу, а на отдельных участках эрозии, в оврагах и термоцирках, она вскрывается и над урезом Алдана и промерзала эпикриогенно. Перекрывающие ее среднеплейстоценовые песчаные отложения (QII) промерзали сингенетично. Это свидетельствует о возможном непрерывном существовании мерзлых толщ в течение плейстоцена, а, возможно и, с плиоцена. Неоген-среднеплейстоценовая песчаная толща перекрывается верхнеплейстоценовыми суглинками ледового комплекса (QIII), вмещающими мощные сингенетические повторно-жильные льды. Мощность отложений с повторно-жильными льдами достигает 7-10 м. Его формирование связано с похолоданием в конце позднего плейстоцена, а возраст отложений по древесным остаткам может быть определен в 35-46 тысяч лет, в то время как для жильных льдов по рассеянной органике получен ряд датировок из диапазона 13-19 тысяч лет [9]. Ледовый комплекс перекрыт покровными суглинками (QIV).

Методы исследования. Для анализа были отобраны образцы из подземных льдов, вмещающих отложений ледового комплекса, а также подстилающих неогеновых и плейстоценовых отложений из стенок обнажений, после чего производилась их дегазация с помощью двух методов. Для определения содержания газа в отложениях всего было отобрано 27 образцов льда, 16 образцов вмещающих мерзлых супесчано-суглинистых отложений, и 4 образца подстилающих отложения неогенового и среднеплейстоценового песка. Часть образцов дублировалась, их дегазация производилась двумя способами, описанными ниже.

Первый метод [6], которым было отобрано большинство образцов для анализа заключался в том, что большой образец (массой около 0,5-3 кг) помещается в высококонцентрированный раствор NaCl и накрывается воронкой. На воронку герметично надевается шланг, который подсоединен к газосборной колбе, от которой отходит второй шланг, конец которого расположен в емкости с воронкой. Эта система полностью заполнена раствором NaCl. При таянии образца выделяющиеся пузыри газа поднимаются через воронку и трубку в газосборную колбу, которая заполнена жидкостью, лишняя жидкость по трубке вытесняется обратно в емкость. Главным

плюсом этого метода является возможность получить некую среднюю характеристику для большого объема грунта и представления об общем объеме газа в образце (недостатком метода можно считать необходимость набрать достаточное количество газа (около 10 мл). Второй метод, известный как «head-space» заключается в том, что образец массой около 50-70г помещается в 150 мл шприц оснащенный тройным клапаном, который наполняли известным количеством концентрированного раствора хлорида натрия. После оттаивания образца шприц интенсивно встряхивали и газ перешел из образца в раствор и в атмосферу внутри шприца [5]. Этот метод является наиболее часто применяемым, но в то же время он не дает представления об общем объеме содержащегося газа в породе. Этот метод является наиболее часто применяемым, но так как процесс метанообразования и последующего распределения очень локален и при внешней гомогенности отложений распределение метана может быть неодинаковым (вокруг включений органики, или следов оглеенения, или в отдельных порах, куда он мог быть отжат при промерзании), то для определения концентрации и содержания метана в нашей работе применялся в основном первый метод.

Физико-химические свойства пород определялись стандартными методами и включали в себя следующее: содержание общего углерода методом сухого сжигания, определение водородного потенциала (pH), минерализация и состав воднорастворимых солей для жильных льдов и отложений -титриметрически и потенциометрически, полевая влажность - весовым методом и при отборе образцов, гранулометрический состав - методом лазерной гранулометрии на приборе Analysette 22 Fritsch, минеральный состав- с помощью рентгенодифракционного количественного анализа.

Результаты. Отложения ледового комплекса, вмещающие полигонально-жильные льды, и подстилающие их среднеплейстоценовые и неогеновые пески различаются по гранулометрическому составу. Верхние отложения могут быть отнесены к пылеватым супесям и легким суглинкам, средний диаметр составляет $19,5 \pm 9,9$ мкм. Они плохо сортированы, так коэффициент сортировки согласно Траску меняется в диапазоне 6-44. Подстилающие неогеновые и среднеплейстоценовые пески близки между собой по гранулометрическому составу. Они могут быть отнесены к хорошо сортированным мелким и средним пескам со средним диаметром зерна $414,7 \pm 97,1$ мкм и коэффициентом Траска 2,0-3,5 (Рис.1). Интересные результаты дает

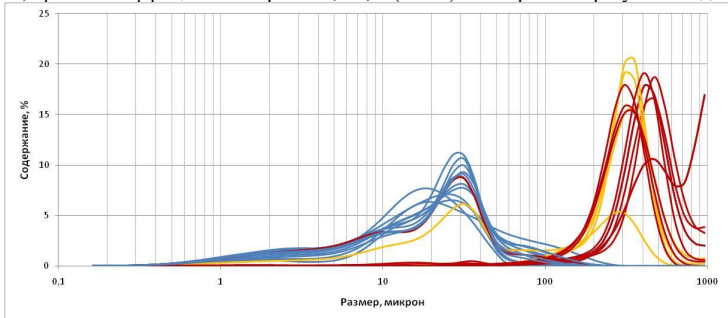


Рис. 1 Гранулометрический состав отложений. Синий — отложений Ледового Комплекса, желтый — среднеплейстоценовых песков, красный — неогеновых песков.

расчет коэффициента сортировки по Ю.Г. Симонову [2]. Согласно нему, подстилающие пески могут быть отнесены к среднему сносу, в то время как перекрывающие их супеси

и суглинки – к ближайшему и ближнему сносу. Таким образом, исходя из анализа гранулометрического состава, можно предположить два различных источника поступления вещества.

Минеральный состав легкой фракции представлен в Таблице 1. В целом, его можно охарактеризовать, как однородный для всех типов отложений. В легкой фракции преобладают кварц и полевые шпаты, большое содержание глинистых минералов (смектита) и гидрослюд (иллита).

Химический состав подземных повторно-жильных льдов гидрокарбонатный натриевый. Общая минерализация льда невелика и составляет 0,08г/л.

Таблица 1. Минеральный состав отложений

Отложения	Минеральный состав, в вес. %								
	кварц	плагио- клас	КППШ	кальц ит	доломит	илл ит	каолин ит	хлор ит	смект ит
Ледовый Комплекс	31.7	15.5	9.7	0.7	0.8	18.5	3.0	4.7	15.4
	31.4	13.9	10.6	0.8	2.9	12.4	2.0	6.8	19.2
	33.1	11.8	9.7	1.2	1.8	15.3	1.7	6.7	18.8
	28.1	15.3	11.6	0.6	1.8	16.7	2.6	6.6	16.8
Средне плейстоценовые пески	28.3	32.2	18.8	1.0	0.7	8.0	0.0	6.4	4.6
	31.4	26.7	22.1	0.6	1.3	11.2	2.0	3.1	1.6
Неогеновые пески	58.3	16.4	12.5	0.0	1.9	5.5	3.9	1.3	0.2
	53.4	22.5	13.0	0.0	1.0	3.7	1.1	2.2	3.1
	36.0	24.4	12.5	0.0	1.8	8.9	7.4	3.8	5.2
	18.2	23.9	24.6	0.2	0.9	10.1	11.1	8.0	3.0

Содержание органического вещества представлено в таблице 2. Большой разброс содержания углерода в неогеновых песках можно объяснить включениями остатков органики (торфа и древесины) разной степени разложения.

Таблица 2. Содержание общего углерода в отложениях.

Отложения		W, %	Макс и мин Собщ, %	Собщ, % среднее
QIV	Легкий суглинок	0.22	1.367-2.149	1.62±0.46
QIII	Пылеватая супесь	0.34	1.211-1.743	1.40±0.25
QII	Мелкий песок	0.24	0.742-3.087	1.91±1.66
N ₂	Средний песок	0.24	0.541-4.219	1.98±1.17

Определение содержания метана проводилось в трех повторно-жильных структурах ледового комплекса. Ледяная жила №1 (рис. 2), видимая ширина которой составляет 2.7-3.0 м. В ней выделено несколько разнородных участков: 1) прослой льда над ледяной жилой с горизонтальной и косой слоистостью; 2) слой ледогрунта между верхним прослоем льда и ледяной жилой, структура вертикальная с прослоями сетчатой; 3) сама ледяная жила с прослоями грунта, с горизонтальной и вертикальной структурой; 4) слева и справа выделяются прослой ледогрунта и косые шпалы льда; 5) вмещающие породы (темно серые пылеватые легкие суглинки с массивной криотекстурой). Жила № 2 видимой мощностью 0,7 м, шириной 4,5 м. Жила № 3 мощностью 0,9 м и шириной 2,1 м. Вмещающие отложения в обоих случаях – темно-серые суглинки и супеси с тонкошпальной криотекстурой.

Содержание метана для жильных льдов и вмещающих пород ледового комплекса не превышает 800-900 ppmv (табл. 3), это первые микролитры на килограмм породы. Несмотря на видимую разнородность в строении жил, выделить

закономерности не представляется возможным. При этом, в подстилающих породах содержание метана может быть на порядок выше.

Сравнение двух методов дегазации образцов показывает некоторое различие в результатах (рис.3). В среднем, метода «head-space» дает более высокие концентрации, примерно в 2-3 раза (максимально до 5ти раз). Для неогенового песка содержание метана составляет 218,9 и 40.6 мкл/кг соответственно (на рисунке не представлен).



Рис.2 Концентрации метана (ppmv) в ледяной жиле №1.

Таблица 3. Общее содержание газа и концентрация метана в обнажении ледового комплекса.

Состав отложений	Жильные льды (27)			Вмещающие суглинки и супеси (QIII) (n=16)	Подстилающие пески (QII и N ₂) (n=4)
	Жила №1 (n=5)	Жила №2 (n=3)	Жила №3 (n=19)		
Общее содержание газа, мл/кг	7.41-20.47	20.7-27.7	13.92-35.71	1.96-39.97	6.1-8.57
Содержание CH ₄ , ppmv	52.89-766.85	11.06-40.47	21.8-342.7	7.4-888.7	61.59-13262.3

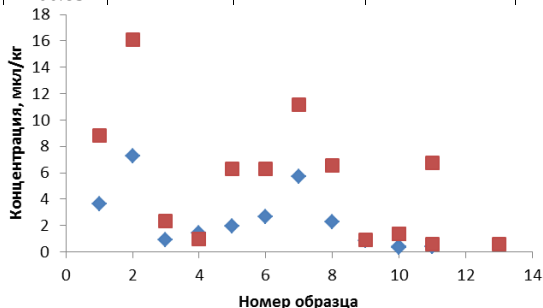


Рис.3 Сравнение результатов двумя методами определения содержания метана. Синим цветом- метод “head-space”, красным- метод, описанный в [6]

Выводы.

1. Средняя концентрация метана в подземных льдах и отложениях ледового комплекса составляет 143,9 (макс. 767) ppmv и 180,23 (макс. 889) ppmv соответственно, что составляет первые микролитры - десятки микролитров на килограмм мерзлой породы
2. В подстилающих отложениях неогеновых и среднеплейстоценовых песков максимальные концентрации метана выше на порядок чем в вышележащих отложениях ледового комплекса (до 13262 ppmv), что составляет 113.6 мкл/кг, но необходимо большое количество образцов для увеличения статистической значимости
3. Сравнение двух методов дегазации образцов показало отличие в результатах в 3-4 раза в некоторых образцах, более высокие концентрации были получены методом "head-space". Данное различие может объясняться неравномерностью распределения газосодержания в образце грунта, при котором в случае использования малого количества образца могут быть получены повышенные значения концентрации метана.

Благодарности. Авторы выражают свою признательность за помощь в проведении полевых работ и ценные консультации к.г.-м.н Самсонову В.В. (ИКЗ, Тюмень). Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00403 мол_a

Литература

1. Краев, Г. Н., Шульце, Э.Д., Ривкина, Е.М. Криогенез как фактор распределение метана в горизонталх мерзлых пород // Доклады АН-2013, т.451.-2013,с. 1-4.
2. Математические методы в географии. Изд-во КазГу. Казань. 1976 – 352 с
3. Ривкина Е.М., Гиличинский Д.А. Метан как палеоиндикатор динамики мерзлых толщ // Литология и полезные ископаемы. – 1996, № 4. - С.445-448.
4. Ривкина Е.М., Краев Г.Н., Кривушин К.В., Лауринавичюс К.С., Федоров-Давыдов Д.Г., Холодов А.Л., Шербакова В.А., Гиличинский Д.А. Метан в вечномерзлых отложениях Северо-Восточного сектора Арктики // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 3, С. 23-41.
5. Alperin, M.J. and W.S. Reebergh. Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation. Applied and Environmental Microbiology. 1985, № 50 :940-945
6. Arkhangelov, A. A. and Novgorodova, E. V. (1991), Genesis of massive ice at 'Ice Mountain', Yenesei River, Western Siberia, according to results of gas analyses. Permafrost Periglac. Process., 1991, № 2: 167–170. doi: 10.1002/ppp.3430020210
7. Brouchkov, A. and Fukuda, M. Preliminary measurements on methane content in permafrost, Central Yakutia, and some experimental data. Permafrost Periglac. Process., 2002, № 13: 187–197. doi: 10.1002/ppp.422
8. Fukuda M. (1999). Occurrence of Ice-complex (Edoma)in Lena River Delta Region and Big Lhyavosky Island, High Arctic Eastern Siberia. Proceedings, 4th Symposium on Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1995. Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University: Sapporo, Japan; 1995, pp 5–27.
9. Vasil'chuk Y. K. Syngenetic ice wedges: Cyclical formation, radiocarbon age and stable isotope records // Permafrost and Periglacial Processes. — 2013. — Vol. 24, no. 1. — P. 82–93

ИЗМЕНЕНИЕ ГАЗОПРОНИЦАЕМОСТЬ МЕРЗЛЫХ ГИДРАТОСОДЕРЖАЩИХ ПЕСКОВ ПРИ ДИССОЦИАЦИИ ПОРОВОГО ГАЗОГИДРАТА

Чувилин Е.М.^{1,2}, Гребенкин С.И.¹

1-Геоологический факультет, МГУ им. М.В. Ломоносова

2-Сколковский институт науки и технологий

Представлены результаты экспериментальных исследований газопроницаемости песчаных образцов в условиях их гидратонасыщения, замораживания и диссоциации порового газового гидрата при отрицательной температуре. Эксперименты выполнены на специальной установке, позволяющей оценивать газопроницаемость влажных образцов дисперсных пород под давлением газа в процессе образования и разложения газогидратов в поровом

пространстве, а также при замерзании и оттаивании гидратосодержащего образца. В ходе выполненных исследований была отработана методика экспериментальной оценки газопроницаемости мерзлых гидратосодержащих песков при неравновесных условиях.

Выявлено, что в процессе диссоциации порового гидрата при отрицательной температуре (-5°C) происходит повышение проницаемости мерзлых песчаных пород, которое зависит от их гидрато- и льдонасыщенности.

CHANGING GAS PERMEABILITY OF FROZEN HYDRATE BEARING SAND AT PORE HYDRATE DISSOCIATION

Chuvilin E.M.^{1,2}, Grebenkin S.I.¹

¹Department of Geology, Moscow State University

²Skolkovo Institute of Science and Technology

Results of experimental research of sandy samples permeability during hydrate formation, freezing and hydrate dissociation at negative temperature have been presented. The experiments were performed in a special device allowing the evaluation of the gas permeability of wet samples of the dispersed rocks under the gas pressure in the during formation and dissociation of gas hydrates in the pore space, as well as in the process of freezing and thawing of the hydrate bearing sample. Methods of experimental evaluation of gas permeability of frozen hydrate saturated sands under non-equilibrium conditions has been developed in the course of the research.

It was revealed that increase in the permeability of frozen sandy rocks was in the process of pore hydrate dissociation at subzero temperatures (-5°C), which depends on their hydrate and ice content.

Введение. Известно, что газогидратные образования в областях распространения многолетнемерзлых пород могут иметь место как в подмерзлых горизонтах, так и в толщах мерзлых пород [11, 10, 12]. Они неоднократно фиксировались при глубоком параметрическом бурении в криолитозоне в ходе разведки и разработки арктических нефтяных и газовых месторождениях. В толщах мерзлых пород газогидратные образования могут находиться как в современной зоне стабильности газогидратов при глубинах от 150-200 метров, так и выше нее в так называемой зоне метастабильности, где ранее существовали благоприятные условия для образования газовых гидратов [8, 7]. В последнем случае имеют место реликтовые газогидратные образования, которые вследствие геологического проявления эффекта самоконсервации могут сохраняться длительное время. При метастабильных условиях, характерных для верхних горизонтов многолетнемерзлых толщ газогидратные образования могут медленно диссоциировать, при этом свойства мерзлых гидратосодержащих пород, в частности теплопроводность, газопроницаемость, будут меняться.

В данной работе проведено экспериментальное исследование изменения газопроницаемости песчаных пород в ходе их гидратонасыщения и замораживания, а также в процессе диссоциации поровых гидратов при отрицательных температурах.

Методика исследования газопроницаемости. Для исследования газопроницаемости мерзлых гидратосодержащих песков была использована методика, разработанная авторами совместно с сотрудниками компании Шлюмберже, для гидратосодержащих пород [4]. Эта методика основана на изучении фильтрации газа через образец грунта на специальной экспериментальной установке, позволяющей создать и поддерживать необходимые термобарические условия для искусственного замораживания и гидратонасыщения грунта [5]. Данная методика включала подготовку образца грунта заданной влажности, замораживание, насыщение мерзлого образца газом-гидратообразователем (метаном) в специальном кернодержателе,

гидратонасыщение, проведение испытаний на газопроницаемость при различных давлениях газа и температурах и обработку экспериментальных данных.

Для изучения газопроницаемости льдо и гидратосодержащих пород использовалась экспериментальная установка, разработанная ООО «ЭкоГеосПром» (рис. 1).

Данная установка позволяет создавать заданные термобарические условия в образцах грунтов в широком диапазоне температур (-15 до +30 °С) и давлений (до 100 бар).

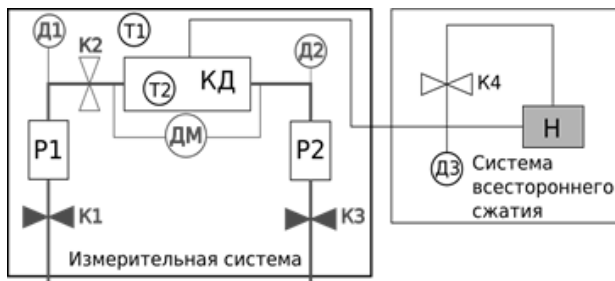


Рис. 1. Схема экспериментальной установки по измерению газопроницаемости грунтовых образцов.

K1–K3 – мембранные клапаны системы подачи газа; K4 – шаровой клапан гидравлической системы; P1, P2 – ресиверы системы подачи газа; D1–D3 – датчики давления; ДМ – датчик дифференциального давления; Н – гидравлический насос с масляным резервуаром; КД – кернодержатель; T1, T2 – датчики температуры.

Методика эксперимента включала следующие этапы (Таблице 1):

Вначале проводилась подготовка грунтового образца. Она заключалась в задании необходимой влажности воздушно-сухой навеске грунта. После тщательного перемешивания грунта с водой и выдерживания для равномерного влагонасыщения влажный грунт помещался в резиновую манжету диаметром 3 см с послойным уплотнением (длина образца 3-4см). Для приготовленного образца в манжете выполнялись замеры его начальных физических характеристик (длины, диаметра и массы). Затем образец помещался в кернодержатель установки, где он обжимался, замораживался и вакуумировался для насыщения метаном. Измерение газопроницаемости исследуемых песчаных образцов в установке проводилось на каждом этапе охлаждения и нагревания, а регистрация и запись температуры и давления осуществлялись в течение всего эксперимента. Обжимное давление в установке задавалось около 60 бар. В начале измерение газопроницаемости грунтового образца проводилось в мерзлом состоянии после его насыщения газом метаном при температуре -5 °С. Для этого образец в экспериментальной установке первоначально замораживался при температуре -5 °С в течение 20-24 часов. После определения газопроницаемости песчаного образца в мерзлом состоянии, кернодержатель с газонасыщенным образцом ступенчато нагревался до температуры +1 °С за 6 часов. На данном этапе происходило гидратонасыщение образца. После стабилизации давления и температуры, в среднем в течение 24 часов, проводились фильтрационные испытания гидратонасыщенного образца при положительной температуре. Далее производилось охлаждение образца до -5°С в течение 6 часов, в ходе данного этапа происходило дополнительное гидратообразование и вымерзание остаточной влаги. После стабилизации температуры и давления в течение 24 часов, давление газа в

кернодержателе сбрасывалось и начинался этап диссоциации газовых гидратов, в ходе которого производились периодические измерения газопроницаемости в течение 2-3 суток. После этого образец извлекался из кернодержателя и для него проводилась определение конечного значения влажность и газосодержание.

Таблица 1. Этапы проведения эксперимента.

№	Наименование этапа	Температура, °С	Давление газа, бар
1	Подготовка образца	+20	0
2	Ступенчатый обжим образца	+20	0
3	Заморозка образца и вакуумирование	-5	
4	Насыщение газом	-5	15
5	Повышение давления выше равновесного	-5	>30
6	Гидратонасыщение	-5...+1	>30
7	Замораживание гидратонасыщенного образца	+1...-5	>30
8	Снижение газового давления до атмосферного	-5	0

По изменению термобарических условий в ходе экспериментов с использованием РВТ-метода определяли следующие параметры образцов: гидратосодержание, степень заполнения пор льдом, водой и гидратом, коэффициент гидратности (доля влаги, перешедшая в гидрат) [6, 2]. Также из дифференциального уравнения массопереноса газа определялся коэффициент эффективной газопроницаемости [5].

Характеристика объекта исследования. Объектом исследований были песчаные образцы, нарушенного сложения, отобранные в толще мерзлых пород морского генезиса (mQ_3) в пределах Южно Тамбейского газоконденсатного месторождения на Ямале (глубина отбора 36-46 м.) (Таб.2). Минеральный состав определялся методом рентгеновской дифрактометрии (XRD), гранулометрический – ситовым методом. Физические характеристики образцов определялись согласно ГОСТ 5180-84 и СНиП 2.02.04-88 (Таб.2).

Таблица 2. Состав исследуемых песчаных пород

Тип породы	Распределение фракций, %			
	1-0,5 мм	0,5-0,25 мм	0,25-0,1 мм	0,1-0,05 мм
Мелкозернистый песок	0,2	29,1	62,3	8,4

Песок мелкозернистый характеризовался преобладанием фракции с размером частиц 0,25 - 0, 1 мм (62,3%). Он состоял преимущественно из кварца (93,7%). Среди других минералов в песке содержались альбит 5,1% и ортоклаз 1,2%. Плотность твердой компоненты мелкозернистого песка составляла $2,69 \text{ г/см}^3$, а засоленность - 0,06%. Удельная поверхность составляла $0,24 \text{ м}^2/\text{г}$.

Образцы песчаных пород, приготовленные к экспериментальным исследованиям, имели диаметр — 30 мм, а длину 25-35 мм (Табл. 3).

Таблица 3. Характеристики образцов песчаных пород

Номер	Тип породы	Длина, мм	Диаметр, мм	Влажность, %	Плотность грунта/плотность скелета, г/см ³	Пористость п, д.е.
gfs-1	Мелкозернистый песок	29	30	17,8	1,88/1,62	0,40
gfs-2		35	30	10,3	1,72/1,62	0,40
gfs-3		31	30	6,7	1,66/1,62	0,40

Исходная весовая влажность песчаных образцов задавалась в пределах от 6 до 18%, при этом пористость образцов составляла 0,40 д.е.

Газопроницаемость мерзлых и гидратонасыщенных образцов песка. В процессе подготовки песчаных образцов к экспериментам по диссоциации поровых гидратам исследование газопроницаемости проводилась на следующих этапах: до гидратонасыщения в мерзлом состоянии, а также после гидратонасыщения в немерзлом и мерзлых состояниях (Таблица 4). После подготовительного этапа проводилась заморозка образца, затем определялась его газопроницаемость, после чего производилось гидратонасыщение образца с определением газопроницаемости при положительной и отрицательной температурах. Полученные данные представлены в Таблице 4.

Таблица 4. Газопроницаемость мерзлых и гидратонасыщенных песчаных образцов.

Этап определения газопроницаемости образцов	№ образца	Степень заполнения пор льдом (водой)/гидратом, %	Коэффициент эффективной газопроницаемости K, мД
Мерзлый (до гидратонасыщения), T=-5°C	gfs-1	93/0	0,05
	gfs-2	49/0	1,1
	gfs-3	31/0	1,4
Гидратонасыщенный (немерзлый), T=+1°C	gfs-1	76,8/8,2	<0,01
	gfs-2	36,1/13,4	0,8
	gfs-3	13,3/18,8	1,0
Гидратонасыщенный (замороженный), T=-5°C	gfs-1	29,1/65,4	<0,01
	gfs-2	4,3/49,4	0,03

	gfs-3	2,3/32,9	1,0

Полученные данные позволяют оценить изменение газопроницаемости песчаных образцов в процессе их гидратонасыщения. Как показывают экспериментальные данные газопроницаемость образцов при гидратонасыщении снижается. Так, для образца gfs-2 с влажностью 10,3% проницаемость до гидратообразования в мерзлом состоянии было 1,1 мД. После гидратонасыщения в талом состоянии она снизилась до 0,8 мД, а после заморозки гидратонасыщенного образца его газопроницаемость не превышала 0,03 мД. Дополнительное снижение при заморозке объясняется дополнительным гидратообразованием при вымерзании остаточной воды. Подобное в целом наблюдалось и при других значениях начальной влажности образцов. Однако в образце с высокой влажностью величина проницаемости уже после гидратонасыщения снизилась ниже предела измерения установки (т.е. менее 0,01 мД). Для образца с влажностью 6,7% отмечены наименьшие изменения проницаемости при гидратонасыщении. Для данного образца исходная проницаемость в мерзлом состоянии снизилась с 1,1 мД до 1,0 мД при гидратонасыщении в талом состоянии и при дальнейшей заморозке не изменялась, поскольку практически вся вода перешла в гидрат до заморозки.

Анализируя полученные данные можно сделать вывод о том, что при фиксированной влажности переход влаги в гидрат сильнее снижает проницаемость, чем переход влаги в лед.

Изменение газопроницаемости мерзлых образцов песка при диссоциации порового газогидрата. Исследование проницаемости мерзлых гидратонасыщенных образцов песка в условиях диссоциации порового гидрата происходило при фиксированной отрицательной температуре -5 °С. После снижения равновесного давления в барокамере с образцом до атмосферного, измерения газопроницаемости выполнялись через определенные промежутки времени. Полученные данные по газопроницаемости образцов представлены в таблице 5.

Таблица 5. Изменение газопроницаемости мерзлых гидратосодержащих образцов во времени при снижении равновесного давления до атмосферного при $t = -5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Время, ч	Газопроницаемость образцов, мД		
	gfs-1	gfs-2	gfs-3
0*	<0,01	0,03	1,00
1	<0,01	0,10	1,04
4	<0,01		1,08
6	<0,01	0,50	1,14
24	0,03	1,00	1,30
48	0,06	1,10	1,40
60	0,06	1,10	1,40

*газопроницаемость мерзлых образцов при равновесных условиях.

В ходе эксперимента было получено, что газопроницаемость мерзлых гидратосодержащих образцов во времени увеличивалась. Для образцов с начальной влажностью 6,7 и 10,3% (степень заполнения пор гидратом и льдом, соответственно 35,2% и 53,7%), повышение проницаемости фиксировалось уже через 1 час после сброса давления. Увеличение проницаемости образцов наблюдалось в течение первых двух суток наблюдений, далее она практически не менялась и была близка к исходным значениям проницаемости мерзлых образцов до гидратонасыщения.

Для образца с высокой весовой влажностью 17,9% первые 6 часов после снижения давления газопроницаемость экспериментально не определялась (была ниже 0,01 мД). При этом общая насыщенность порового пространства гидратом и льдом составляла 94,5%. Через 24 часа было зафиксировано значение газопроницаемости 0,03 мД, а после 48 часов ее значение не превышало 0,06 мД и далее не менялось. Изменение газопроницаемости мерзлых гидратосодержащих образцов при неравновесных условиях связано с процессами диссоциации поровых гидратов. Как показывают ранее выполненные эксперименты по изучению диссоциации поровых газогидратов в мерзлых породах [9] активная диссоциации газогидратов происходит в первые часы после снижения давления газа ниже равновесного, далее интенсивность диссоциации поровых гидратов снижается вплоть до полного затухания. Наблюдаемое в экспериментах постепенное повышение до постоянного значения газопроницаемости в целом объясняется затухающим характером диссоциации порового гидрата, связанного с эффектом самоконсервации газовых гидратов при отрицательных температурах. Однако, после окончания эксперимента (через 60 часов после снижения давления) остаточного содержания порового гидрата не зафиксировано, он полностью перешел в лед. Это указывает на то, что в данном эксперименте не произошло полное затухания диссоциации порового гидрата. Данный факт можно объяснить тем, что в процессе эксперимента проводились продувки мерзлого гидратосодержащего образца сухим газом, который не способствовал полной консервации порового газогидрата.

Заключение. В ходе выполненных исследований была отработана методика экспериментальной оценки газопроницаемости мерзлых гидратосодержащих пород при неравновесных условиях.

В ходе исследования газопроницаемости при диссоциации порового газового гидрата при отрицательной температуре (-5 °C) установлено, что в зависимости от гидрата и льдонасыщенности образцов изменение газопроницаемости во времени различно. Так для образца с низкой суммарной степенью заполнения пор льдом и гидратов 35,2% газопроницаемость в процессе диссоциации изменилась менее чем в 1,5 раза, при этом стабилизация значений газопроницаемости была достигнута уже через 24 часа после сброса давления. Для образца с более высокой суммарной степенью заполнения пор 53,7% газопроницаемость за первые 24 часа выросла более чем на порядок, дальнейшие изменения были менее значительные, стабилизация значений газопроницаемости образца была достигнута через 48 часов после полного перехода порового гидрата в лед. Для образца с наибольшей гидрата и льдонасыщенностью 94,5%, который был практически непроницаемым (менее 0,01 мД) в процессе диссоциации порового гидрата зафиксирована газопроницаемость до 0,06 мД, которая также после 48 часов не менялась.

После окончания экспериментов (через 60 часов после снижения давления) остаточного содержания порового гидрата в образцах не зафиксировано. Это указывает на то, что в данных экспериментах не произошло полное затухания диссоциации порового гидрата. Данный факт можно объяснить тем, что в процессе эксперимента проводились продувки мерзлого гидратосодержащего образца сухим газом, который не способствовал полной консервации порового газогидрата.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 16-17-00051).

Литература

1. ГОСТ 5180-84. Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик. М.: Стандартинформ, 2005, 19 с.
2. Методы геокриологических исследований. Под ред. Ершова Э.Д. М., Издательство МГУ, 2004, 512 с.
3. СНиП 2.02.04-88. Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах. М., Госстройиздат, 1990, 54 с.
4. Чувилин Е.М., Гребенкин С.И., Пименов В.С. Методика экспериментальной оценки газопроницаемости кернов при гидратонасыщении и замораживании // III Междунар. науч.-практ. конф. "Мировые ресурсы и запасы газа и перспективные технологии их освоения". М., ВНИИГАЗ, 2013, с. 86.
5. Чувилин Е.М., Гребенкин С.И. Экспериментальная оценка газопроницаемости газонасыщенных пород при гидратообразовании и замораживании // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 2, с. 67–74
6. Чувилин Е.М., Гурьева О.М. Экспериментальное образование гидратов CO₂ в поровом пространстве промерзающих и мерзлых пород // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 3, с. 70–79.
7. Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А. Чувилин Е.М., Козлова Е.В. Газовые гидраты в отложениях материков и островов // Рос. хим. журн., 2003, т. XLVII, № 3, с. 80–90.
8. Chuvilin E.M., Yakushev V.S., Perlova E.V. Gas and gas hydrates in the permafrost of Bovanenkovo gas field, Yamal Peninsula, West Siberia // Polarforschung, 1998 (erschienen 2000), vol. 68, p. 215–219.
9. Chuvilin E.M., Buharov B.A., Guryeva O.M., Istomin V.A., Takeya S., Hachikubo A. Experimental study of self-preservation mechanisms during gas hydrate decomposition in frozen sediments // Proceedings of the 7th International Conference on Gas Hydrates. — Edinburgh, United Kingdom, 2011.
10. Collett T.S., Dallimore S.R. Permafrost associated gas hydrate // Natural Gas Hydrate in Oceanic and Permafrost Environments / Ed. by M.D. Max. Boston, Kluwer Acad. Publ., 2000, 414 p.
11. Dallimore S.R., Collett T.S. Interpermafrost gas hydrates from a deep core hole in the Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada // Geology, 23, 1995, p. 527-530.
12. Yakushev V.S., Chuvilin E.M. Natural gas and hydrate accumulation within permafrost in Russia // Cold Regions Sci. and Technol., 2000, No. 31, p. 189–197.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРОЧНОСТИ МЕРЗЛЫХ ГИДРАТОСОДЕРЖАЩИХ ГРУНТОВ В УСЛОВИЯХ ПРОЯВЛЕНИЯ САМОКОНСЕРВАЦИИ ПОРОВОГО ГИДРАТА

Е.М. Чувилин^{1,2}, Б.А. Буханов², С.И. Гребенкин¹, В.В. Дорошин³, А.В. Иоспа³

1- Кафедра геокриологии, Геологический факультет, МГУ им. М.В. Ломоносова

2- Центр разработки углеводородов, Сколковский Институт Науки и Технологий

3- Сектор испытаний мерзлых грунтов, ОИГС ОПИРС, ОАО Фундаментпроект

В данной работе представлены результаты экспериментальных исследований кратковременной прочности мерзлых гидратосодержащих песчаных грунтов в условиях проявления эффекта самоконсервации порового гидрата. Исследования были выполнены методом одноосного сжатия на приборах АКР и ИУ (производства КриоЛаб) при температуре - 5 °С. Полученные данные показали, что газогидратная компонента оказывает заметное влияние на прочность мерзлых пород. Это влияние выражается в снижении кратковременной прочности мерзлых пород при уменьшении их гидратонасыщенности в условиях метастабильности порового гидрата.

EXPERIMENTAL INVESTIGATIONS OF STRENGTH OF FROZEN HYDRATE BEARING SEDIMENTS DURING SELF-PRESERVATION OF POROUS HYDRATES

E.M. Chuvin^{1,2}, B.A. Bukhanov², S.I. Grebenkin¹, V.V. Doroshin³, A.V. Iospa³.

¹Department of Geology, Moscow State University

²Skolkovo Institute of Science and Technology

³Open Joint Stock Company «Fundamentproekt», Moscow, Russia

This paper presents results of short-term strength experimental investigations of frozen hydrate bearing sandy soils during self-preservation of porous hydrates. Experiments were carried out by uniaxial compression method using AKR and IU devices (production of KrioLab) at temperature -5 °C. The experimental data showed that gas hydrate component has a significant influence on the strength parameter of frozen soils. This influence is reflected in the reduction of short-term strength with decreasing of hydrate saturation of frozen sediments in metastable conditions of porous gas hydrates.

Введение. Первые данные о возможности существования газогидратных скоплений в толщах мерзлых пород были получены почти 50 лет назад, однако до сих пор они остаются слабо изученными природными объектами. В первую очередь это связано со сложностью выявления и диагностирования газогидратов в разрезе льдосодержащих горных пород.

На сегодняшний день имеется целый ряд данных (в основном косвенных) о присутствии газовых гидратов в толщах мерзлых пород [2]. Кроме того, появились данные, которые свидетельствуют о возможности существования газогидратов метана в толщах мерзлых пород выше зоны стабильности, в так называемой зоне метастабильности газовых гидратов [3, 17]. Эти «реликтовые» газогидратные образования в мерзлых толщах могли сформироваться ранее, когда были благоприятные термобарические условия. Они известны на ряде газовых месторождений Севера Западной Сибири. Эти газогидратные образования, залегающие выше современной зоны стабильности газогидратов, находятся в метастабильном состоянии и чрезвычайно чувствительны к различным воздействиям, кроме того они оказывают влияние на свойства мерзлых пород. Все это представляет серьёзную геологическую опасность при освоении нефтяных и газовых месторождений. В этой связи проведение специальных экспериментов, направленных на исследование процессов образования и разложения газовых гидратов в мерзлых грунтовых средах, а также изучение их свойств, в том числе прочностных и деформационных, представляется весьма актуальным.

Прочностные характеристики гидратосодержащих пород и их изученность.

Первые экспериментальные данные о прочностных характеристиках пород, содержащих клатратные образования, были получены в 80 годах прошлого века методом одноосного сжатия [12]. Объектом этих исследований был мелкозернистый кварцевый песок, содержащий гидраты тетрагидрофурана (ТНФ). Авторы показали, что появление гидрата ТНФ в поровом пространстве приводит к повышению прочности песчаных образцов, находящихся как в талом, так и в мерзлом состоянии. В дальнейшем похожие результаты были получены многими другими исследователями [18]. Однако прочностные и деформационные характеристики тетрагидрофуран-содержащих образцов дисперсных пород слабо применимы для изучения дисперсных сред, содержащих газовые гидраты CH₄ или CO₂. В первую очередь это связано с определенными различиями в строении и свойствах клатратов и газогидратов. В этой связи гидраты ТНФ могут рассматриваться лишь при качественном анализе клатратных образований без применения специального оборудования, которое необходимо при изучении гидратов природного газа.

Первые исследования по изучению прочности газогидратов при равновесных термобарических условиях были проведены Л. Штерн с коллегами [14, 4]. В результате было установлено, что прочность чистого гидрата метана в диапазоне температур 140-200 К может в 20 раз и более превышает прочность льда.

В дальнейшем эксперименты, проведенные на природных гидратосодержащих кернах, отобранных из подмерзлотных гидратосодержащих горизонтов в исследовательской скважине Малик 2L-38, расположенной в дельте р. Маккензи в Канаде показали, что прочность немерзлых гидратосодержащих пород значительно выше прочности талых влагосодержащих аналогов и была сопоставима с прочностью замороженных образцов [16]. Этот результат авторы объяснили сходным с мерзлыми породами механизмом цементации поровым гидратом минеральных частиц и появлением жесткого минерально-гидратного каркаса.

Эксперименты, проведенные японскими исследователями [10, 11, 6] на природных гидратосодержащих кернах, отобранных из донных отложений желоба Нанкай, и на искусственных гидратонасыщенных грунтовых образцах, показали, что прочность дисперсных пород до гидратонасыщенности 20-30% меняется слабо. При заполнении порового пространство пород гидратом до 50-60% прочность пород может повышаться на 25-30%.

На прочность гидратосодержащих пород оказывает состав гидратобразующего газа. Так, по данным китайских ученых было установлено, что прочность дисперсных пород, содержащих гидраты CO_2 , на 10-15% больше прочности пород, содержащих гидраты метана [7, 9].

В последние годы число публикаций, посвященных изучению прочностных и деформационных характеристик гидратосодержащих сред существенно выросло [13, 8]. Эти исследования, как правило, проводились при низких положительных температурах (от +2 – до +10 °C) на модельных дисперсных средах методом трехосного сжатия с постоянной скоростью деформирования образца. В основном эти работы были направлены на получения корреляционных зависимостей мгновенной прочности, сцепления и угла внутреннего трения от параметров гидратосодержания. Появились также работы по экспериментальному изучению влияния процессов диссоциации поровых газогидратов при температурах выше 0 °C на прочностные характеристики пород [15, 6, 9]. В ходе этих исследований было отмечено, что разложение газовых гидратов при повышении температуры сопровождается существенной потерей (в несколько раз) прочности гидратосодержащих пород. В случае частичного разложение порового гидрата при изменении термобарических условий происходит восстановление равновесного давления газа, при этом прочность дисперсной среды будет определяться остаточным гидратосодержанием. В большинстве случаев при неполном разложении порового гидрата метана снижение прочности породы составляло не более 30-40% [15]. Поскольку исследования проводились при положительных температурах, авторы не уделяли должного внимания процессам охлаждения при разложении поровых гидратов, которые при низких положительных температурах могут приводить к замораживанию гидратосодержащих пород.

Изучению прочностных параметров гидратосодержащих пород при отрицательных температурах посвящено ограниченное число публикаций. Одна из первых работ по оценки прочностных характеристик мерзлых гидратосодержащих пород была проведена российскими исследователями в середине 90х годов [5]. Авторами было отмечено, что кратковременная прочность мерзлого гидратосодержащего песка значительно выше, чем у мерзлого аналога. Эти исследования проводились при температуре -6 °C и атмосферном давлении в условиях проявления эффекта самоконсервации. В работе китайских коллег [9] было

рассмотрено изменение прочностных и деформационных характеристик модельных льдо-гидратосодержащих глинистых образцов при снижении равновесного давления и при оттаивании. Было получено, что механические параметры мерзлых гидратосодержащих образцов при равновесном давлении выше, чем при давлении ниже равновесного. Также было показано, что при оттаивании гидратосодержащих образцов их прочность может снижаться в 2-2,5 раза. Определенным недостатком этих исследований является способ приготовления гидратосодержащих мерзлых образцов. Этот способ заключался в прессовании сухой охлажденной глины каолинитового состава с ледяной крошкой, которая при отрицательных температурах переводилась в гидрат. Он обеспечивает в целом однородное строение образцов, но не имеет никакого отношения к природным процессам гидратообразования в дисперсных горных породах. В целом следует отметить, что прочностные характеристики гидратосодержащих пород изучены недостаточно. При этом для мерзлых гидратосодержащих пород существуют лишь отдельные экспериментальные данные, что требуют постановки специальных исследований, в частности, изучение прочностных и деформационных характеристик пород в условиях диссоциации поровых газовых гидратов и их самоконсервации.

Методика экспериментальных исследований. Для исследования кратковременной прочности мерзлых гидратосодержащих грунтов при отрицательной температуре были приготовлены искусственно гидратонасыщенные образцы. Объектом исследования был кварцевый мелкозернистый песок (Таблица 1).

В качестве газа - гидратообразователя в экспериментах использовался метан (99,98%). Газ находился в баллоне под давлением 8-10 МПа.

Таблица 1. Краткая характеристика исследуемого грунта.

Тип грунта	Распределение частиц по фракциям, %			Минеральный состав, %	Засоленность, %
	1-0,05 мм	0,05-0,001 мм	<0,001 мм		
песок	94,8	3,1	2,1	кварц > 90	0,012

Методика получения мерзлых гидратосодержащих сред включала подготовку грунтового образца с заданной влажностью (около 18%) и его помещение в барокамеру, герметизацию и вакуумирование барокамеры с образцом, наполнение барокамеры гидратообразующим газом (CH_4) и создание условий для гидратообразования в поровом пространстве грунтов [1]. Гидратонасыщение песчаных образцов начиналось при отрицательной температуре (-4...-6 °C), при этом газогидрат возникал непосредственно на поверхности порового льда, что подавляло процессы миграции влаги и приводило к равномерному распределению газогидрата в грунтовом образце. Затем температура постепенно поднималась до низких положительных (+1...+3 °C). Процесс образования гидратов в поровом пространстве усиливался при таянии льда и возникновения дополнительных газо-водных контактов. После окончания процесса гидратонасыщения производилось охлаждение гидратосодержащего образца грунта до температуры -6 ± 1 °C. При этом остаточная поровая влага, не перешедшая в гидрат, вымерзала. Это подход позволяет получить образцы дисперсных пород с высокой степенью заполнения пор гидратами до 60% и более.

В дальнейшем давление в барокамере, находящейся при отрицательных температурах сбрасывалось до 0,1 МПа, и мерзлый гидратонасыщенный образец извлекался наружу. Поскольку при отрицательных температурах для газогидратов характерен эффект самоконсервации, то поровые газогидратные образования в мерзлом

состоянии при температуре -6 ± 1 °C имели хорошую сохранность в течение длительного времени. Это позволило получить для мерзлых гидратосодержащих образцов ряд характеристик, включая весовую влажность (W, %), плотность (ρ , г/см³), пористость (n, д.ед.), удельное газосодержание и провести механические испытания. Эти характеристики использовались для расчета гидратонасыщенности (S_h , %) и льдонасыщенности (S_l , %) [1]. Часть полученных гидратосодержащих образцов хранилась при температуре -5 °C для изучения изменения во времени параметра прочности при проявлении эффекта самоконсервации поровых гидратов.

Определение кратковременной прочности (σ_{max} , МПа) мерзлых гидратонасыщенных песчаных образцов проводилось в морозильной камере при температуре $-5 \pm 0,2$ °C методом одноосного сжатия на образцах цилиндрической формы диаметром 27,8 мм и высотой ~ 55-60 мм. Испытания проводились на установках АКР (Рис. 1) и ИУ-12, входящие в ИЭС KrioLab (Сертификат соответствия требованиям ГОСТ 12248-2010 № РОСС RU.МЕ20.Н02286).



Рис. 1. Прибор АКР с установленным мерзлым образцом для испытания методом одноосного сжатия.

Точность передаваемой на испытуемый образец вертикальной нагрузки составляет 5%. Погрешность измерения деформации образца во время испытания оценивается $\pm 0,004$ мм.

Испытания проводились в режиме непрерывного быстрого возрастания нагрузки для определения кратковременного (условно-мгновенного) значения предела прочности на одноосное сжатие. При этом для реализации данной схемы нагружения, в соответствии с ГОСТ 12248 и обеспечения точности измерений, нагрузка прикладывалась ступенями, длительностью не более 5 секунд. Время проведения механического испытания от момента приложения первой нагрузки до разрушения образца (деформация более 20%) составляло около 2,5 минут. После завершения механического испытания из деформированного образца отбиралось несколько проб для контроля влажности (W, %) и удельного газосодержания.

Результаты. Изучению кратковременной прочности (σ_{max} , МПа) мерзлых гидратосодержащих пород в условиях метастабильности порового гидрата ($P=0,1$ МПа, $t= -5$ °C) проводились на образцах-близнецах на различные моменты времени после сброса давления в барокамере (Таблица 2).

Таблица 2. Кратковременная прочность мерзлых гидратосодержащих образцов на различные моменты времени после сброса давления ($P=0,1$ МПа, $t= -5$ °C).

№	Время после сброса давления, ч	W, %	ρ , г/см ³	n, д.ед.	S_h , %	S_l , %	σ_{max} , МПа
1-1	1	18	1,74	0,44	36	41	4,4
2	1	20	1,78	0,43	40	45	3,9
3	1	19	1,74	0,45	33	48	3,9
4	148	17	1,76	0,43	53	17	2,9
1-2	293	18	1,81	0,41	59	15	2,8

Из представленных данных видно, что для трех мерзлых гидратосодержащих образцов с близкими значениями гидратосодержания (около 45%) через 1 час после сброса давления наблюдаются сходные значения кратковременной прочности около 4,1 МПа с вариацией не более 15%. Отмеченная вариация обусловлена некоторыми различиями в гидрато- и льдосодержании образцов-близнецов.

При хранении мерзлых гидратонасыщенных образцов в неравновесных условиях происходит изменение соотношения льда и газогидрата в поровом пространстве вследствие медленной диссоциации гидрата. Это нашло отражение в изменении прочностных характеристик образцов. Так через 150 часов после сброса давления гидратонасыщенность мерзлого образца снизилась до 17%. При этом прочность понизилась с 3,9 МПа до 2,9 МПа. В последующие 150 часов гидратонасыщенность в условиях самоконсервации практически не менялась и составила около 15%. Прочностной параметр также существенно не изменился (2,8 МПа). Из этого следует, что содержание гидратной компоненты (в том числе и реликтовой) в мерзлом грунте может быть определяющим фактором в формировании его прочностных и деформационных свойств. По сравнению с ледяной компонентой поровый газогидрат вносит больший вклад в упрочнение породы. Так при увеличении гидратонасыщенности с 15% до 45%, прочность увеличилась более чем на 35% (Рис. 2).

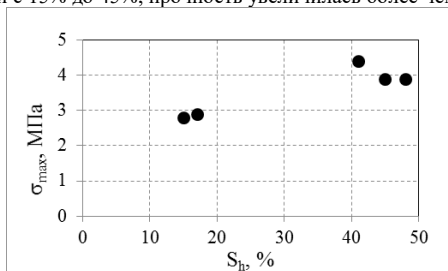


Рис. 2. Влияние гидратосодержания на кратковременную прочность мерзлого песка ($P=0,1$ МПа, $t = -5^\circ\text{C}$)

Выводы. В ходе экспериментальных исследований отработана методика определения кратковременной прочности мерзлых гидратосодержащих пород в условиях проявления самоконсервации поровых гидратов. Эта методика основана на применении метода одноосного сжатия в режиме быстрого испытания. Опробование данного подхода на мерзлых гидратосодержащих образцах-близнецах показало хорошую сходимостъ получаемых данных.

Экспериментально показано, что снижение гидратонасыщенности мерзлых образцов при неравновесных условиях сопровождается понижением их прочности, несмотря на то, что общая степень заполнения порового пространства гидратом и льдом практически не меняется.

Полученные результаты, в целом, позволяют говорить о упрочняющем факторе газогидратной компоненты в мерзлых породах, в том числе и реликтовой, содержащейся в зоне метастабильности.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект 16-17-00051).

Литература

1. Чувилин Е.М., Гурьева О.М. Экспериментальное изучение образования гидратов CO_2 в поровом пространстве промерзающих и мерзлых пород // Криосфера Земли. 2009. №3. с.70-79.
2. Якушев В.С. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне. М.: ВНИИГАЗ, 2009. 192с.

3. Chuvilin E.M., Yakushev V.S., Perlova E.V. Gas and gas hydrates in the permafrost of Bovanenkovo gas field, Yamal Peninsula, West Siberia// *Polarforschung* 68, 1998 (erschienen 2000), p 215-219.
4. Durham W.B., Kirby S.H., Stern L.A. The strength and rheology of methane clathrate hydrate // *Journal of geophysical research*. 2003. v. 108. № B4_2182, doi:10.1029/2002JB001872
5. Ershov E. D., Yakushev V.S., Chuvilin E.M. Laboratory studies of frozen natural and artificial hydrate-containing rock samples // *2nd International Conference on Natural Gas Hydrates*. 1996. p 609–615.
6. Hyodo M., Li., Yoneda J., Nakata Y., Yoshimoto N., Nishimura A., Song Y. Mechanical behaviour of gas-saturated methane hydrate-bearing sediments // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2013. v. 118. p 5185-5194.
7. Luo Y., Song Y., Liu W., Zhao J, Chen Y., Shen Zh., Ji Ch. A study on the differences of mechanical properties between CH₄ and CO₂ hydrate-bearing sediments // *Applied Mechanics and Materials*. 2013. V. 353-356. p 1240-1244.
8. Li Y., Song Y., Liu W., Yu F. Experimental research on the mechanical properties of methane hydrate-ice mixtures // *Energies*. 2012. № 5. p 181-192, doi:10.3390/en5020181
9. Li Y., Liu W., Zhu Y., Chen Y., Song Y., Li Q. Mechanical behaviors of permafrost-associated methane hydrate-bearing sediments under different mining methods // *Applied Energy*. 2016. v. 162. p 1627-1632.
10. Masui A., Haneda H., Ogata Yu., Aoki K. Mechanical properties of sandy sediment containing marine gas hydrates in deep sea offshore Japan / *Proceedings of The Seventh ISOPE Ocean Mining Symposium*. 2007. P 53-56.
11. Miyazaki K., Masui A., Sakamoto Y., Aoki K., Tenma N., Yamaguchi T. Triaxial compressive properties of artificial methane-hydrate-bearing sediment // *Journal of Geophysical Research*. 2011. v. 116. B06102.
12. Parameswaran V.R., Paradisa M., Hanada Y.P. Strength of frozen sand containing tetrahydrofuran hydrate // *Can. Geotech. J*. 1989. v. 26. p 479-483.
13. Song Y., Yu F., Li Y., Liu W., Zhao J. Mechanical property of artificial methane hydrate under triaxial compression // *Journal of Natural Gas Chemistry*. 2010. № 19. p 246–250.
14. Stern L.A., Kirby S.H., Durham W.B., Peculiarities of methane clathrate hydrate formation and solid-state deformation, and the associated superheating of water ice // *Science*. 1996. v. 273. p 1843–1848.
15. Waite W. F., Kneafsey T. J., Winters W. J., Mason D. H. Physical property changes in hydrate-bearing sediment due to depressurization and subsequent repressurization // *J. Geophys. Res.* v. 113. B07102, doi:10.1029/2007JB005351
16. Winters W.J., Waite W.F., Mason D.H., Gilbert L.Y., Pecher I.A. Methane gas hydrate effect on sediment acoustic and strength properties // *Journal of Petroleum Science and Engineering*. 2007. v. 56. p127–135.
17. Yakushev V.S., Chuvilin E.M. Natural gas and hydrate accumulation within permafrost in Russia // *Cold Regions Science and Technology*. 2000. № 31. p 189 – 197.
18. Yun T.S., Santamarina J.C., Ruppel C. Mechanical properties of sand, silt, and clay containing tetrahydrofuran hydrate // *Journal of Geophysical Research*. 2007. v. 112. B04106.

ГЕНЕЗИС И ИСТОЧНИКИ ГАЗА В МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩАХ

В.С.Якушев

РГУ (НИУ) нефти и газа имени И.М.Губкина, Москва, Россия,

e-mail: yakushev.v@gubkin.ru

Генезис газа в ММП может быть биохимическим (микробиальным), катагенетическим (термогенным), угольным или сланцевым. Накопление газа может происходить до промерзания разреза, в процессе промерзания и после промерзания. Газ может находиться в свободном и связанном состояниях. Источниками газа при разбуривании ММП могут быть скопления местного, биохимического газа или попавшие в интервал ММП вследствие миграции снизу скопления термогенного или угольного газа. Кроме того возможно вскрытие традиционных газовых залежей, вошедших в интервал ММП при промерзании разреза.

GENESIS AND SOURCES OF NATURAL GAS IN PERMAFROST STRATA

V.S.Yakushev

Gubkin Russian State Oil and Gas University, Moscow, Russia,

e-mail: yakushev.v@gubkin.ru

Genesis of natural gas within permafrost can be biochemical (microbial), catagenic (thermogenic), coal or shale. Accumulation of gas can take place before freezing, during freezing and after freezing. Gas can accumulate in free as well as in bonded states. Gas sources within permafrost when drilling are accumulations of local microbial gas or accumulations of deep thermogenic, coal or shale gas migrated from beneath or involved into frozen zone when permafrost formation.

В последние годы вопросу происхождения и распространения углеводородных газов и, прежде всего, метана в многолетнемерзлых толщах, особенно в их приповерхностных слоях, уделяется повышенное внимание со стороны климатологов, географов и геологов. Это связано с необходимостью оценки возможного вклада в парниковый эффект выделений метана и других парниковых газов из многолетнемерзлых пород (ММП) при их оттаивании. При этом, обычно изучаются выделения приповерхностного биохимического или болотного газа. Однако, данные глубинного разбуривания многолетнемерзлых толщ (ММТ) в различных регионах Арктики, указывают на различное происхождение метана и других углеводородных газов в мерзлых толщах. От генезиса газа во многом зависит потенциальный объем внутримерзлотных газовых скоплений и, соответственно, объем выделяющегося газа при его прорыве к земной поверхности. Также внутримерзлотный газ представляет угрозу освоению арктических нефтяных, газовых и газоконденсатных залежей, находящихся под мерзлыми толщами.

Из истории изучения внутримерзлотных газов. В середине 20-ого века, перед началом интенсивного освоения нефтяных и газовых ресурсов в области распространения ММП, многолетнемерзлые толщи рассматривались многими исследователями как непроницаемые для газов пласты осадочных пород, поровое пространство которых полностью или частично заполнено льдом. Это, в частности, дало возможность предполагать, что ММТ могут являться региональными покрывками для скоплений нефти и газа непосредственно под нижней границей мерзлой толщи [4]. Исключение делалось для приповерхностных (в пределах сезонного слоя) мелких скоплений болотного газа (метана) в заболоченных районах. Действительно, выделения горючих газов при проходке верхних слоев ММП шурфами и неглубокими скважинами отмечались во многих регионах распространения ММП [1]. Генерация газа здесь, как и в регионах отсутствия ММП, связывалась ранее и связывается сейчас с процессами биохимической переработки органического вещества, захороненного при осадконакоплении. Примеры интенсивных, но кратковременных выделений приповерхностного биохимического газа при вскрытии промерзающих газовых карманов довольно многочисленны [15]. Доказанных скоплений более глубинного, катагенетического газа в пределах мерзлой толщи практически нет. Но это не значит, что их нет в природе. Просто малое количество ежегодно сооружаемых глубоких мерзлотных скважин, и практически полное отсутствие в них работ по определению изотопного состава углерода попадающих газовых скоплений делают задачу обнаружения внутримерзлотного глубинного газа весьма сложной. Тем не менее многие активные выходы газа на земную поверхность в области распространения ММП связываются именно с глубинным газом, который мигрирует сквозь разломы и таликовые зоны [2,7]. Угольный газ, как и сланцевый, может оказаться в зоне ММП при

промерзании угольного (сланцевого) бассейна. Исследования на Аркагалинской площади в Зырянском бассейне на северо-востоке России показали, что присутствие толщи мерзлых пород резко сокращает зону метанового выветривания, а верхние слои криолитозоны содержат метан в повышенных количествах [11]. Аналогичные газовые скопления могут иметь место при промерзании толщ газоносных сланцев, но описания подобного явления пока не встречены.

Достаточно долго считалось, что газ в ММП может встречаться либо в свободном, либо в водорастворенном состоянии. Однако, обнаружение природных газогидратов в области распространения ММП [3] показало возможность третьего состояния газа в ММП – в виде твердого раствора, газогидрата, с глубины возникновения благоприятных для гидратообразования условий (для гидрата метана начиная с глубины 270 м мерзлой толщи). А обнаружение эффекта самоконсервации газогидратов при отрицательных (по Цельсию) температурах сделало потенциально гидратоносной всю толщу ММП [12]. Впоследствии Е.В.Перлова и др.[8] даже составили классификацию газовой компоненты в ММП, где выделили сорбированный, водорастворенный и свободный классы газовой компоненты, которые подразделялись на типы (по условиям существования) и виды (по среде существования).

Биохимический газ. В соответствии с существующими представлениями, в приповерхностных слоях криолитозоны биохимический метан накапливается как в СТС (интенсивно), так и в толще ММП (медленно) [16, 19]. Часто скопления биохимического метана образуются под сезонным ледяным покровом озер и глубоких болот [15]. Биохимический метан может залегать как в рассеянном состоянии, так и в виде достаточно крупных скоплений, особенно при переходе в гидратное состояние в ММТ [9]. Распространен он в промерзших осадочных толщах на больших площадях и может представлять собой как угрозу внезапных выбросов при бурении глубоких скважин, так и потенциальный источник энергоснабжения для небольших, удаленных от систем регионального энергоснабжения, поселений [22]. Кроме того, он рассматривается как основной парниковый газ, который поступает в атмосферу в полярных областях [20, 21].

Изучение изотопного состава углерода в метане, выделившемся при бурении глубоких (до 500 м) скважин в районах распространения многолетнемерзлых осадочных пород (север Западной Сибири, север Канады, [18, 22]), показал, что биохимический метан имеет гораздо большую глубину распространения, чем глубина сезонно-талого слоя (СТС) или слоя нулевых годовых колебаний температуры. Причем, распространение биохимического метана отмечалось в мерзлых разрезах как эпигенетического типа промерзания, так и сингенетического, хотя в некоторых регионах [6], отмечались высокие концентрации метана только в эпигенетических промерзших породах и практически полное отсутствие метана в сингенетических ММТ. Дебиты на параметрических скважинах из внутримерзлотных скоплений биохимического газа и его гидратов (в основном, реликтовых) могут превышать 10 тыс.м³/сут [22].

Катагенетический (термогенный) газ. Возможность существования в пределах ММТ крупных скоплений природного газа до сих пор вызывает споры. Однако, уже первый опыт глубокого бурения в нефтегазоносной области на побережье моря Лаптевых в 40-50-х годах 20-ого века показал, что в толще ММП встречаются нефтегазоносные и даже нефтегазоматенинские пласты [5]. Так, было установлено, что нефте- и газосодержащими являются свиты пермского и триасового возраста, находящиеся в криолитозоне в Хатанго-Ленском междуречьи на побережье указанного моря. Были зафиксированы выходы газов из этих свит на дневную поверхность, обусловленные развитой складчатостью и значительной тектонической

раздробленностью осадочного чехла. Нефте- и газопроявления приурочены к песчанникам, иногда пропитанным нефтью. Выходы газа были обнаружены на дневной поверхности (в основном, в мелководных озерах), а также в разведочных скважинах. Очевидно, что речь идет не о биохимическом газе, а о катагенетическом, соседствующем с нефтью. Причем скопления приходится на пласты песчанников с достаточно хорошими коллекторскими свойствами. То есть имело место промерзание обычных нефте-газоносных залежей, скорее всего, сопровождаемое процессами гидратообразования.

Другой механизм появления в пределах ММТ глубинного, катагенетического газа – миграция по проницаемым зонам (разломам) или литологическим окнам. Ф.Э. Арз [1] представляет следующий вероятный сценарий динамики эмиссии глубинных газов в атмосферу. До формирования криолитозоны происходила локальная разгрузка глубинных газовых залежей в гидро- и атмосферу через субвертикальные зоны трещиноватости и перекрывающие их рыхлые четвертичные отложения. Развитие криолитозоны законсервировало и остановило восходящие потоки газа. В многолетнемерзлых породах образовались полости, заполненные свободным газом или газогидратом. Эти полости преимущественно должны концентрироваться вдоль очагов бывшей разгрузки, например в зоне разлома, особенно сопряженной с таликовой зоной.

Такой механизм миграции углеводородов в криолитозону из нижележащих нефтегазоконденсатных залежей, несомненно, возможен. На арктическом побережье Аляски в районе нефтяных месторождений Kuparuk River и Prudhoe Bay, где проводились специальные работы по разведке континентальных гидратосодержащих отложений, известны, по крайней мере, два крупных глубинных разлома, по которым, вероятно, происходит восходящая миграция углеводородов в зону стабильности газогидратов (ЗСГ) и в криолитозону. По данным изотопного анализа, в составе газа из гидратосодержащих горизонтов ниже криолитозоны присутствуют как биохимический, так и глубинный катагенетический газ. Возможно, катагенетический газ из газовой шапки нефтяных залежей мигрировал вдоль разломных зон в ЗСГ, где смешивался с биохимическим газом, выделившимся при разложении органического вещества, и, по достижении достаточной концентрации, переходил в гидратное состояние. По другому сценарию, катагенетический и биохимический газы изначально смешивались и концентрировались вне интервала ЗСГ. Затем, вследствие климатических изменений, происходило охлаждение горных пород, и появились благоприятные условия для формирования газогидратов [17]. При аградации мерзлой толщи часть газо- и гидратосодержащих интервалов оказалась в ее пределах.

Глубинный, катагенетический газ может оказаться в ММТ и в результате деятельности человека, поступая через негерметичные или аварийные скважины. С этой точки зрения полезен опыт глушения разведочной скважины 118 в центральной части Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения на полуострове Ямал в 1984–1988 гг. [13]. В ходе многолетнего фонтанирования газа по заколонному пространству аварийной скважины вокруг нее образовалась зона высокой загазованности криолитозоны. При этом разгрузка газа происходила как через гигантскую воронку, образовавшуюся вокруг устья аварийной скважины, так и через талики под озерами и водотоками на расстоянии до 1 км от скважины.

Таким образом, подтверждается предположение о том, что высокольдистые покровные отложения (например, верхние 40–50 м на Бованенковском месторождении) являются практически непроницаемыми для газа. Это отчасти, подтверждает гипотезу о приповерхностном льдонасыщенном слое ММТ как о площадной покрывке-ловушке для мигрирующего снизу газа. Однако, нижележащие слои криолитозоны, имеющие меньшую льдистость и включающие проницаемые песчаные прослои, не являются

препятствием для латеральной миграции газа в ММТ. Очевидно, что данная авария привела к формированию техногенных скоплений сеноманского газа в интервале ММТ.

Угольный и сланцевый газ. Скопления угольных газов наблюдаются в районах распространения угленосных бассейнов, когда формирующаяся многолетнемерзлая толща предотвращает выветривание верхнего интервала угленосных отложений. В качестве примера можно привести работу [10], где рассматриваются газопроявления из угленосных пластов и их газоносность в пределах криолитозоны в Южно-Якутском угленосном бассейне. Среди особенностей газогенерации в криолитозоне угленосных бассейнов следует отметить присутствие в газе (помимо метана) азота, углекислого газа и водорода. Причем концентрация водорода может достигать 34 % при обычном фоне 1–5 %. (Следует отметить, что аномальные концентрации водорода были отмечены также при изучении компонентного состава биохимического внутримерзлотного газа на Бованенковском газоконденсатном месторождении на п-ове Ямал [13]). Метановая зона может начинаться уже с глубин менее 100 м в отличие от угленосных бассейнов вне криолитозоны, где она начинается с глубин 500–600 м. Содержание углекислого газа обычно не превышает 5 %, но иногда достигает 20 %. Азот присутствует практически повсеместно в количествах от 2 % (глубины более 200 м) до 92 % (глубины 5–20 м). Если скопление угольного газа попадает в ЗСГ, то возможно и образование гидратов этого газа как в криолитозоне, так и под ней. Кроме того, учитывая сорбированное состояние значительной части газов в угле, возможно также выделение части этого газа при проходке штольнями и скважинами вследствие изменения механического напряжения угольного пласта в зоне вскрытия.

Распространение углеводородных газов различного генезиса в ММТ на территории России. Для того чтобы провести районирование области распространения криолитозоны в России по генезису газа внутримерзлотных газовых и газогидратных скоплений, на геокриологическую карту России были наложены схемы нефтегазоносных и угленосных бассейнов. Оставшаяся часть территории приходится либо на равнины с четвертичным покровом, где распространены внутримерзлотные скопления биохимического газа, либо на орогенные пояса, где скопления биохимического газа могут встречаться в рыхлых отложениях межгорных впадин. В результате была получена схема распространения внутримерзлотных газов различного генезиса (рис.1).

Выводы. Проведенные исследования генезиса, условий миграции и аккумуляции внутримерзлотных газов позволяют сделать следующие выводы:

1. Наиболее распространенным в ММТ является метан биохимического генезиса. Его образование связано с микробальной переработкой органического вещества в пределах СТС в летнее время и с более медленной переработкой захоронной органики непосредственно в толще ММП. Его концентрирование в отдельные скопления может происходить вследствие промерзания газосодержащих пород и «выдавливания» водогазовой смеси в проницаемые талые и мерзлые пропластки или в трещины гидроразрыва, создаваемые давлением всестороннего промерзания. При объемном промерзании внутри замкнутых «карманов» могут создаваться давления, превышающие давления гидратообразования и может происходить частичный переход газа в гидратное состояние. Формированию скоплений биохимического газа может способствовать засоленность пород криолитозоны, что повышает подвижность воды и создает более благоприятные условия для вытеснения ее газом. Однако, чаще всего, скопления биохимического метана относительно невелики, но многочисленны и рассеяны по большой площади.

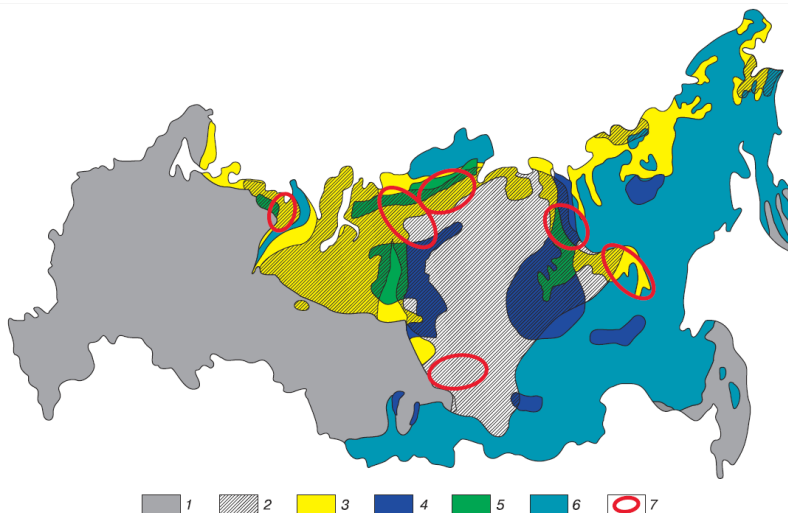


Рисунок 1 – Схема распространения внутримерзлотных газов различного генезиса на территории России (по [14], с добавлениями).

1 – Область отсутствия ММП; 2 – Область распространения глубинного катагенетического газа; 3 – Область распространения биохимического газа в пределах арктических равнин; 4 – Область распространения угольного газа; 5 – Область совместного распространения угольного и биохимического газа; 6 – Область распространения биохимического газа в межгорных впадинах; 7 – Предположительные районы распространения сланцевого газа.

2. В регионах распространения нефтегазоносных бассейнов возможно попадание в ММТ глубинных катагенетических углеводородных газов. Скопления таких газов могут иметь следующее происхождение:

- а) при эпигенетическом промерзании массивов горных пород, содержащих обычные залежи нефти и газа;
- б) вследствие миграции газа снизу по проницаемым зонам (разломы, литологические окна, талики) и образования скоплений в проницаемых слоях ММТ;
- в) при формировании техногенных залежей в интервале ММТ вследствие перетока по стволам аварийных скважин. Этот газ может смешиваться или даже замещать биохимический газ в пластах-коллекторах внутри ММТ.

3. В районах распространения угольных и сланцевых толщ в интервале ММТ могут быть встречены скопления угольного или сланцевого газа, сформированные как до промерзания разреза, так и после промерзания. Причем в последнем случае, формирование льдонасыщенной покрывки над этими толщами перекрывает зону выветривания и способствует образованию скоплений газа с первых десятков метров по глубине.

Исследования проведены при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках выполнения проектной части государственного задания в сфере научной деятельности (Задания № 13.290.2014/К).

Литература.

1. Арз Ф.Э. Проблема эмиссии глубинных газов в атмосферу // Криосфера Земли, 1998, т. II, № 4, с. 42–50.
2. Богоявленский В.И. Выбросы газа и нефти Выбросы газа и нефти на суше и акваториях Арктики на суше и акваториях Арктики и Мирового океана// Бурение и нефть, 2015, №6, с.4-9.
3. Васильев В.Г., Макогон Ю.Ф., Требин Ф.А., Трофимук А.А., Черский Н.В.. Свойство природных газов находиться в земной коре в твёрдом состоянии и образовывать газогидратные залежи // Открытия в СССР, 1968-1969 гг.: Сборник. М.: ЦНИИПИ, 1970, с. 5.
4. Вожов В.И. Многолетнемерзлые породы – новый тип флюидоупора // Породы -коллекторы нефтегазоносных отложений Сибири (отв. ред. Гурова Т. И.), Новосибирск, СНИИГГиМС, 1984. с. 78-87.
5. Калинин М.К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины/ Калинин М.К., Л., Гостоптехиздат, 1959, 358 с.
6. Краев Г. Н., Шульце Э.Д., Ривкина Е. М. Криогенез как фактор распределения метана в горизонтах мерзлых пород// Доклады Академии наук, 2013, т. 451, № 6, с. 684–687.
7. Кузин И.Л. О природе аномальных озёр – показателей углеводородов в глубоких горизонтах осадочного чехла./ Проблемы оценки новых зон нефтегазоаккумуляции в основных продуктивных толщах Западной Сибири. С-Пб: ВНИГРИ, 1992. С. 129 – 137 .
8. Перлова Е.В., Чувилин Е.М., Якушев В.С. Рлассификация газовой компоненты пород криолитозоны// Криосфера Земли, 2005, №3, с.73-76.
9. Ривкин Ф.М., Левантовская Н.П. Динамика подрусловых таликов и формирование газовых гидратов // Криосфера Земли, 2002, т.6, №2, с.36-42.
10. Хворостина А.А. Газоносность угольных пластов Денисовского месторождения// В сб. Новые угольные районы Южно-Якутского бассейна. ВСЕГЕИ, 1985, с.104–107.
11. Хрюкин В.Т. Метаносность угольных пластов Аркаалинского каменноугольного месторождения// Изв. ВУЗов, серия «Геология и разведка», 1978, № 4, с. 168–170.
12. Якушев В.С.. Газовые гидраты в криолитозоне//Геология и геофизика, 1989, №11, с.100-105
13. Якушев В.С. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне/ В.С.Якушев. М., ВНИИГАЗ, 2009, 192 с.
14. Якушев В.С. Ресурсы и перспективы освоения нетрадиционных источников газа в России/ Якушев В.С. Перлова Е.В., Истомин В.А. и др. М., ООО «ИРЦ Газпром», 2007, 151 с.
15. Anthony K.M.W., Vas D.A., Brosius L., Stuart Chapin I., Zimov S.A., Zhuang Q. Estimating methane emissions from northern lakes using icebubble surveys// Limnology and Oceanography: Methods, 2010, vol. 8. № NOV. p. 592-609.
16. Brouchkov A., Fukuda M. Preliminary Measurements on Methane Content in Permafrost, Central Yakutia, and some Experimental Data// Permafrost and Periglacial Processes, 2002, vol. 13, No 3, pp. 187-197.
17. Collett T.S. Natural gas hydrates of the Prudhoe Bay and Kuparuk River area, North Slope, Alaska// The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1993, vol. 77, No 5, p. 793–812.
18. Dallimore, S.R. and Collett, T.S. Intrapermafrost gas hydrates from a deep core hole in the Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada// Geology, 1995, vol.23, p.527–530.
19. Rivkina E., Gilichinsky D., Wagener S., Tiedje J., McGrath J. Biogeochemical activity of anaerobic microorganisms from buried permafrost sediments// Geomicrobiology Journal, 1998,vol.15, No 3, p.187-193.
20. Walter, K. M., Chanton, J. P., Chapin, F. S., Schuur, E. A. G., Zimov, S. A. Methane production and bubble emissions from Arctic lakes: Isotopic implications for source pathways and ages.// Journal of Geophysical Research, 2008, vol.113, G00A08.
21. Wille, C., Kutzbach, L., Sachs, T., Wagner, D. and Pfeiffer E.-M. Methane emission from Siberian Arctic polygonal tundra: Eddy covariance measurements and modeling// Global Change Biology, 2008, vol. 14, N6, p. 1395-1408/
22. Yakushev V., Chuvilin E. Natural gas and gas hydrate accumulations within permafrost in Russia // Cold Regions Science and Technology, 2000, vol. 31, p. 189–197.

Часть 11

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И БИОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛИТОЗОНЫ

ВЕРТИКАЛЬНОЕ ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ ПОЧВЕННО-МЕРЗЛОТНЫХ ТОЛЩ ЯМАЛЬСКОГО РЕГИОНА

И.И. Алексеев, Е.В. Абакумов

Санкт-Петербургский государственный университет, alekseevivan95@gmail.com

Изучены электрофизические особенности почвенно-мерзлотной толщи Ямального региона. Измерения кажущегося электрического сопротивления почвенно-мерзлотной толщи проводились при помощи портативного прибора Landmapper. Для районов исследования выявлены характерные особенности вертикального изменения величин удельного электрического сопротивления внутри почвенной толщи и толщи многолетнемерзлых пород.

VERTICAL ELECTROPHYSICAL SOUNDING OF SOIL-CRYOGENIC COMPLEX OF YAMAL REGION

I.I. Alekseev, E.V. Abakumov

Saint Petersburg State University, alekseevivan95@gmail.com

Electrophysical peculiarities of soil-permafrost strata of Yamal region have been investigated. Measurements of apparent electrical resistivity have been performed by portable device LandMapper. It has been determined characteristic features of electrical resistivity values (R_a) vertical distribution within the soil and permafrost strata for each key plot.

Почвы играют важнейшую роль в функционировании и развитии полярных биомов Земли. Изучение почвенного покрова Арктики представляет собой важную задачу в силу недостаточной изученности таксономического, функционального разнообразия почв этого региона, его роли в функционировании экосистем и степени его изменения под действием антропогенного фактора. Почвы полярных регионов до недавнего времени чаще всего рассматривались с позиций оценки биоклиматических параметров, тогда как литологические особенности часто не принимались в расчет [2].

Изучение влияния многолетней мерзлоты на процессы почвообразования является одним из важнейших вопросов для региона севера Западной Сибири, который находится в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты.

Ямальский регион – стратегически важный район для развития России. В настоящее время здесь активно разрабатываются месторождения полезных ископаемых и развивается инфраструктура (порты, трубопроводы и пр.).

Данное исследование проводилось на территории Ямало-Ненецкого автономного округа и включало в себя изучение почвенно-мерзлотных толщ нескольких участков (рис. 1).



Рис. 1. Карта расположения ключевых участков. 1 – Полярный Урал (гора Черная); 2 – окрестности города Салехард; 3 – окрестности реки Халыталбей (приток р. Щучья); 4 – предгорья Полярного Урала.

Диагностика почв проводилась согласно «Классификации и диагностике почв России» [3].

Район исследования находится в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты. Мощность деятельного слоя варьирует здесь от 30 см (на породах тяжелого гранулометрического состава до 1,5 м (на породах легкого гранулометрического состава).

На равнинах почвообразующие породы представлены глинистыми и суглинистыми отложениями морского генезиса. В условиях предгорий Полярного Урала и самого Полярного Урала почвообразующие породы представлены коллювием, в речных поймах - аллювием.

Разнообразие изученных почв характеризуется 4 стволами, 12 отделами, 12 типами, 13 подтипами почв согласно «Классификации и диагностике почв России» [2].

Измерения кажущегося электрического сопротивления почвенно-мерзлотной толщи проводились при помощи портативного прибора Landmapper при разносах MN 10 и при разносах АВ/2: 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 150, 200, 300 см, что позволяло устанавливать величины кажущегося электрического сопротивления почв на соответствующих глубинах. После этого величина кажущегося электрического сопротивления пересчитывались в величины удельного электрического сопротивления согласно геометрии Шлюмберже [1].

Глубины залегания многолетней мерзлоты устанавливалась по изменениям значений удельного электрофизического сопротивления.

Обработка результатов полевых измерений удельного электрического сопротивления показала, что в целом почвенная толща отличается меньшими величинами этого показателя по сравнению с многолетнемерзлыми толщами. Как правило, на графиках изменения удельного электрического сопротивления (R_a) с увеличением глубины наблюдается резко выраженный скачок величин R_a . Зоны этих скачков приурочены к верхней границе многолетнемерзлых пород.

Меньшие показатели величин удельного электрического сопротивления в почвенной толще по сравнению со слоем многолетнемерзлых пород вероятно связаны с присутствием там катионов щелочных металлов, различных форм железа и гравитационной влаги.

В работе Позднякова [4] показано, как величина удельного

электрического сопротивления в почвах зависит от преобладания той или иной категории почвенной воды. В общем виде взаимосвязь между величиной электрического сопротивления (ER) и содержания влаги в почве (W) может быть выражена с помощью формулы:

$$W = a \exp(-bER),$$

где a – параметр, учитывающий эффект водоудерживающей способности почвы на электрические свойства почвенного раствора; b – параметр, связанный с химическими свойствами почвы и почвенного раствора

Район исследований характеризуется коэффициентов увлажнения (K_y) > 1, и, следовательно, наличием большого количества гравитационной воды в почвах. Почвы с преобладанием этой категории воды отличаются небольшими величинами удельного электрического сопротивления.

Для участка в окрестностях г. Салехард вертикальные профили изменения величин удельного электрического сопротивления (R_a) в целом характеризуются постепенным увеличением показателей R_a с глубиной, достигая максимальных значений в слое многолетнемерзлых пород.

Весьма специфическим вертикальным профилем изменения величин R_a с глубиной характеризуется точка, заложенная на гидролакколите. Верхняя граница многолетнемерзлой толщи (в момент наблюдения - август) располагалась на глубине 41 см. Максимальное значение R_a наблюдается на глубине 60 см, ниже величина сопротивления уменьшается достаточно резко. Такой сложный профиль изменения удельного электрического сопротивления с глубиной может быть обусловлен происхождением и особенностями строения самого гидралакколита. Как известно, гидралакколиты возникают в криолитозоне вследствие увеличения объема межмерзлотных вод при замерзании и неравномерного льдообразования. Они представлены чаще всего холмами с приплюснутой вершиной и крутыми склонами (обычно асимметричные). Состоят они из куполовидного ледяного ядра, которое покрыто слоем торфа, минеральной толщи или их сочетанием. В ядре гидралакколита может оставаться вода. Описанный выше вариант изменения величины R_a с глубиной обусловлен как раз этой причиной, так как свободная гравитационная вода служит причиной уменьшения удельного электрического сопротивления.

Для района предгорий Полярного Урала и Полярного Урала профиль изменения величины удельного электрического сопротивления с глубиной чаще всего характеризуется двойными (или тройными) пиками. Это обусловлено развитием сильновыраженного криомассообмена в почвенном профиле, при котором происходит смещение разнородных по составу и свойствам почвенных масс. На глубине 80 (100) см наблюдается максимальное значение величины R_a . Этот интервал глубин соответствует глубине распространения многолетнемерзлой толщи. Далее идет резкое уменьшение R_a , которое ниже по профилю снова сменяется увеличением величины R_a .

Для участка в районе р. Халыталбей в вертикальном изменении показателей R_a в почвенно-мерзлотной толще было обнаружено две тенденции. Так в первом случае в почвенных профилях прослеживается тенденция к постепенному увеличению R_a с глубиной с максимальными значениями в слое многолетнемерзлых пород. Однако в некоторых случаях можно наблюдать усложненный профиль изменения значений R_a с глубиной. Здесь мы можем наблюдать постепенное увеличения значений R_a до определенной глубины (70 или 80 см), а затем уменьшение значений R_a . В одних случаях это можно объяснить неравномерностью в монолитности слоя многолетнемерзлых толщ

либо же неравномерным включением каменистого материала. В других случаях (точки, заложенные в верхних частях склонов) такой характер вертикального изменения величины R_a можно объяснить наличием отрицательного пика засоленных пород.

Анализ изменения величин удельного электрического сопротивления внутри толщи многолетнемерзлых пород показал существование нескольких тенденций. Первая тенденция заключается в монотонном нарастании величины R_a с глубиной, что может быть связано с тем, что почвенные растворы по трещинам уже не проникают вниз, а сама толща становится более монолитной. Вторая тенденция заключается в резком падении величины R_a с глубиной, что, вероятно, связано с наличием на глубине отрицательного пика засоленных отложений. Есть и еще один вариант, когда резкое падение постепенно сменяется повторным увеличением (монотонным или скачкообразным) этой величины.

Изучение вертикальной неоднородности почвенно-мерзлотной толщи позволило установить глубины залегания многолетнемерзлых пород, выявить характер изменения величины удельного электрического сопротивления как в почвенной толще, так и в толще многолетнемерзлых пород. Благодаря выполненной работе были установлены как взаимосвязи между различными типами почв и профильным изменением величин удельного электрического сопротивления в них, так и количественные характеристики этих величин в отдельных почвенных горизонтах.

Исследование было поддержано грантом Президента РФ для молодых докторов наук № МД-3615.2015.4 и МЭЦ «Арктика» Ямало-Ненецкого автономного округа.

Литература

1. Вертикальное электрическое зондирование. Учебное пособие. Москва, 2007. - 30 с.
2. Горячкин С.В. Почвенный покров севера (структура, генезис, экология, эволюция). М.: ГЕОС. 2010. - 414 с.
3. Шиншов Л.Л. С соавт. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004 г. - 342 с.
4. A. I. Pozdnyakov, L. A. Pozdnyakova, L. O. Karpachevskii. Relationship between water tension and electrical resistivity in soils. Eurasian Soil Science, 2006, Vol. 39, Suppl. 1, pp. S78–S83.

ПСИХРОФИЛЬНОЕ БАКТЕРИАЛЬНОЕ СООБЩЕСТВО ЗАПОЛЯРНОЙ ТУНДРЫ РОССИИ

Ю.Ю. Берестовская, Н.В. Пименов, Л.В.Васильева

Федеральное государственное учреждение «Федеральный исследовательский центр «Фундаментальные основы биотехнологии» Российской академии наук» Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского. Россия, Москва, *e.mail: Lvasilyeva@mail.ru*

Обобщены материалы, полученные в результате полевых и лабораторных исследований микробного сообщества почвы заполярной тундры России. Показано, что микробное сообщество развивается при низких значениях температур и кислых pH и состоит из бактерий разных физиологических групп. Получены данные по эмиссии парникового газа метана из разных типов тундровых почв и выяснены условия, при которых происходит его окисление микробным сообществом. Определены бактерии, окисляющие метан при

температурах 5–15° С. Описаны психрофильные водородные бактерии, метилотрофные и гетеротрофные бактерии.

PSYCHROPHILIC BACTERIAL COMMUNITY FROM RUSSIAN POLAR TUNDRA SOIL

J.J., Berestovskaya, N.V. Pimenov, L. V. Vasilyeva

Winogradsky Institute of Microbiology, Research Center of Biotechnology of the Russian Academy of Sciences. Moscow, Russia

Psychrophilic bacterial community from Russian polar tundra soil was investigated. New aerobic psychrophilic and psychrotolerant bacteria were isolated from tundra wetland soil. They belong to different physiological groups: methanotrophs, methylotrophs, heterotrophs. Emission of methane from tundra soil was investigated. It was demonstrated that there is a methanotrophic community of microorganisms capable of oxidizing methane at 5° C. Psychrophilic methane oxidizing bacterial filter is active over the entire permafrost area of northern Russia from the Chukchi Peninsula and Kamchatka Peninsula to the east to the Polar Urals to the west.

Тундры, расположенные вдоль побережья морей Северного Ледовитого океана и на его островах, занимают площадь около 4 млн. км², что составляет примерно 3% поверхности суши [1]. Как любая экосистема, тундры оказывают существенное влияние на глобальный цикл углерода и связанные с ним биологические циклы азота и фосфора. Тундры характеризуются низкими температурами, замедленной трансформацией органического вещества почвы, низким содержанием солей и кислыми значениями pH почвенных растворов. Такие экстремальные условия среды обитания предполагают наличие определенных специфических свойств у представителей микробного сообщества, обитающего в этой природной зоне. Вопросы функционирования микробного сообщества в тундрах представляют интерес не только с общекологической точки зрения – существование жизни в экстремальных условиях, но и в свете конкретных проблем цикла метана с целью количественной оценки вклада этих экосистем в общий поток биогенного метана. Существует мнение, что 25% от общей эмиссии метана из природных источников выделяется почвами тундры [2].

Для нашей страны первостепенное значение имеет эмиссия метана из болот северной зоны, поскольку основные глобальные источники метана, связанные с южными болотами, рисовниками, термитами, расположены южнее России. Болота играют важную экологическую роль в биосфере, так как могут быть как источником, так и стоком парниковых газов. Контролирующим природным механизмом эмиссии метана из северных болот и мерзлых пород служит окислительный микробный фильтр, основным действующим агентом которого являются метанотрофные бактерии.

Для выяснения состава бактериального сообщества почвы зоны тундр, его связи с растительностью и распределения по почвенному профилю, установления видового разнообразия бактерий в зависимости от температуры и pH, а также определения закономерностей его функционирования было проведено комплексное исследование. Оно охватило ряд северных регионов России – всю территорию заполярных тундр окрестностей г. Воркуты, Югорского полуострова, Колымы, Камчатки, Чукотки.

Эмиссию метана определяли прямыми измерениями потоков метана в атмосферу с использованием камерного метода в крупносерийковой подзоне зоны тундр вблизи станции Тальник в 20 км от г. Воркута [3, 4]. Измерения проводили в наиболее характерных для этого типа тундр экотопах (бугорковая тундра, осоково-сфагновое болото, мелкобугристый западинный комплекс) по профилю почвы, а также в наиболее характерных для этой экосистемы разных типов почв (криозема

грубогумусного глееватого суглинистого, глеезема торфянистого, криозема торфянистого глееватого среднесуглинистого). Выясняли наличие связи бактериального сообщества с отдельными представителями растительного покрова (*Sphagnum fuscum*, *Sphagnum sp.*, *Polytrichum sp.*, *Aulacomnium sp.*, *Cetraria islandica*, *Cladonia rangiferina*).

Колебания среднесуточных температур за период наблюдений составляли 6–16°C. Содержание минеральных солей в почвенных растворах колебалось в пределах 8–10 мг/л при 6°C и 13–15 мг/л при 16°C, что соответствовало ультрапресным условиям. При среднесуточной температуре 6°C эмиссия метана из всех исследованных участков была незначительной. На кочках, склонах и в мочажинах при температурах почвы 2.6–6.5°C и высоком уровне почвенных вод эмиссия составляла 0.05–0.08 мг $\text{CH}_4/(\text{м}^2 \text{ ч})$. Максимальные значения эмиссии метана – 0.13 мг $\text{CH}_4/(\text{м}^2 \text{ ч})$ были зарегистрированы при температуре почвы 8–10°C на полностью затопленных участках тундры [3]. Уменьшение уровня почвенной влаги приводило к уменьшению величин эмиссии метан в 2 раза, что было обусловлено активизацией метанооксиляющего аэробного сообщества бактериального фильтра в почвенных горизонтах в условиях хорошей аэрации.

Измерение активностей образования и окисления метана *in situ* при 6°C и 16°C по профилю почвы показало, что скорость окисления CH_4 превосходила скорость его образования во всех исследованных горизонтах почвы на участках бугорковой тундры, мелкобугристого западного комплекса при 6°C. Наибольшая активность процессов цикла метана наблюдалась в слое торфа и в глине с корнями растений и составила 1.085 мкл/(л сут). Зафиксирована высокая активность метанотрофных бактерий в болотной воде и объединённой пробе болотной воды и сфагноума – *Sphagnum fuscum*, *Sphagnum sp.*, что объяснялось ассоциацией представителей этой физиологической группы с гиалиновыми клетками сфагноума (Рис.1).

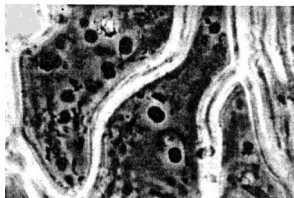


Рис.1 Метанотрофы в гиалиновых клетках сфагноума. Фазовый контраст. $\times 1000$.

Исследование метанооксиляющей активности психрофильных микробных сообществ накопительных культур при 6°C коррелировало с глубиной отбора образца. С увеличением глубины залегания почвенного горизонта по мере приближения к горизонту вечной мерзлоты и уменьшения температуры почвы увеличивалось количество метана, потребленного бактериальным сообществом при 6°C. Доминирование процессов окисления метана над его образованием при 6°C свидетельствовало о высокой активности психрофильных метанооксиляющих бактерий в почве заполярной тундры России, которые окисляют как новообразованный метан, так и депонированный в почве.

Первый психрофильный метанотроф *Methylobacter psychrophilus* был выделен из почвы заполярной тундры России [5] (Рис.2).

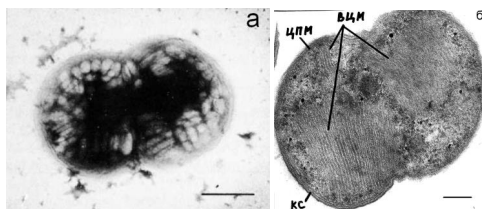


Рис.2. а) Морфология клетки *Methylobacter psychrophilus* выросшей при температуре 15°C. Клетка с газовыми везикулами. Масштаб 10 мкм. б) Ультратонкий срез клетки. Масштаб 0,2 мкм.

Оптимум его роста 3,5 – 10°C, время удвоения при этой температуре составляло 2 суток. При 20°C рост клеток отсутствовал, что свидетельствовало о принадлежности организма к истинным психрофилам [6]. *Methylobacter psychrophilus* обладал высокой скоростью роста при низкой температуре, что позволяло развиваться микроорганизму в течение короткого вегетационного сезона в тундре, перехватывая освобождающийся из анаэробной зоны метан. Клетки обладали высоким сродством к метану при температуре 7°C. K_s по метану составляла 0,1 мкМ при этой температуре, а выше 15°C резко поднималась до 0,5 мкМ, что соответствовало изменению растворимости метана и кислорода при повышении температуры. Дальнейшее увеличение температуры приводило к резкому падению сродства к метану – более чем в 6 раз. Основным путём ассимиляции у психрофила был рибулозомонофосфатный цикл с ассимиляцией на уровне формальдегида. По строению клеток и набору ферментов он относился к I группе метанотрофов.

Психротолерантная бактерия *Methylocella tundra* также была выделена из сфагновых болот заполярной тундры Воркуты, Югорского полуострова и Чукотки [7]. Наряду с метаном бактерия использовала метанол в качестве источника углерода и энергии. Морфологически организм представлял собой короткие изогнутые палочки с грамотрицательным строением клеточной стенки. Клетки не имели мембран типичных для метанотрофов I или II типа. Организм был хорошо адаптирован к росту в холодных, кислых условиях с низкой минерализацией среды. Оптимум температурного роста был при 15°C с пределами 5 – 30°C. Пределы pH роста 4,2 – 7,5 с оптимумом при pH 5,5 – 6,0. Присутствие NaCl в среде культивирования в количестве 0,8 – 1,2% на 80% ингибировало рост клеток, свидетельствуя об адаптации *Methylocella tundra* к пресным условиям местообитания.

Сообщество почвы тундры содержало психрофильные водородные бактерии – *Acidovorax sp.* и *Arthrobacter sp.*, которые улавливают газы первой фазы анаэробной деградации органических веществ [8]. Они осуществляют реакцию $2H_2 + O_2 = 2H_2O$. Максимальные удельные скорости роста *Arthrobacter sp.* и *Acidovorax sp.* (3,54 и 5,125 ($ч^{-1} \cdot 10^{-3}$) соответственно) были получены при 6°C. *Arthrobacter sp.* не рос при температуре 15°C и выше. *Acidovorax sp.* имел более широкий диапазон температурного роста с оптимумом при 6°C. Помимо водорода эти бактерии использовали летучие жирные кислоты и являются типичными диссипотрофами, используя продукты водородной (кислотогенной) фазы брожения. Эти организмы препятствуют выходу в атмосферу летучих продуктов анаэробного разложения органического вещества, которое происходит в затопленных водой почвах тундры.

Неспецифичность метанмонооксигеназы (ММО) – фермента, окисляющего метан у метанотрофных представителей почвенного сообщества, приводит к образованию недоокисленных продуктов, которые потребляются метилотрофами. Метилотрофным

представителем микробного сообщества является психротолерантная и умеренно ацидофильная бактерия *Methyloporozula polaris* [9]. Организм рос в пределах температур 5 – 30⁰С с оптимумом при 20 – 25⁰С. Интервал pH был в пределах значений 4.0 – 7.8 с оптимумом в кислой области при pH 5.5 – 6.0. Бактерия адаптирована к ультрапресным условиям и обладала узким интервалом устойчивости к NaCl. Организм рос при наличии этой соли в среде в концентрации от 0.1 до 0.5%. 1% NaCl полностью подавлял рос клеток *Methyloporozula polaris*. Наряду с метанолом в качестве субстрата для роста бактерия использовала широкий спектр органических субстратов, в числе которых моно-, ди-, трисахариды, триметиламины, полисахариды, сахароспирты, спирты, аминокислоты.

В составе бактериального сообщества заполярной тундры обнаружены психротолерантные аэробные гетеротрофные представители диссипотрофов. К ним относятся простекобактерий родов *Caulobacter* и *Asticcacaulis* [10, 11] (рис.3).

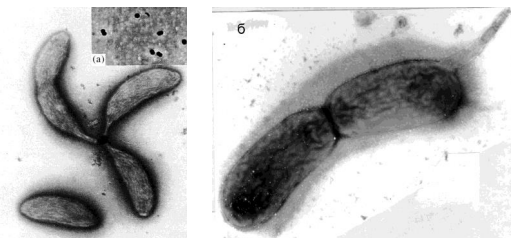


Рис.3. а) Электронно-микроскопическое фото *Caulobacter* sp. в метанотрофном сообществе (а- фазовый контраст). Увеличение 20000. б) Электронная микрофотография клетки *Asticcacaulis benevestitus* sp.nov. Увеличение 38000.

Caulobacter sp. имел вибриоидную форму клеток размером 0.5 – 0.6 мкм на 1.3 – 1.8 мкм с полярным положением стебелька (Рис. 3а). Организм был психротолерантным и рос в пределах температур 5 – 36⁰С с оптимумом при 20⁰С. Пределы pH роста были 4.5 – 7.0 с оптимумом развития клеток при умеренно кислых значениях pH – 6.0. Организм выдерживал высокие концентрации NaCl в среде – до 15 г/л. Использовал широкий спектр органических веществ: сахара, аминокислоты, соли летучих органических кислот, первичные спирты, в том числе метанол.

Asticcacaulis benevestitus – психротолерантная умеренно ацидофильная бактерия с ростом в пределах температур 4 – 28⁰С и оптимумом при 15 – 20⁰С (рис. 3б). Бактерия имела пределы pH роста 4.5 – 8.0 с оптимумом при pH 5.6 – 6.0. Клетки выдерживали содержание NaCl в среде в количестве 1 – 1.5%. Концентрация 2% NaCl полностью ингибировала рост микроорганизма. *A. benevestitus* использовал в качестве источников углерода и энергии широкий спектр органических субстратов, являясь типичным гетеротрофом.

Таким образом, в почвах заполярной тундры России, находящейся в зоне вечной мерзлоты, развивается многокомпонентное психрофильное бактериальное сообщество, которое включает организмы разных физиологических групп. Среди них есть метанотрофные и водородные бактерии, которые контролируют эмиссию газов и летучих органических кислот, образующихся в результате анаэробного разложения органического вещества, в атмосферу. Метанотрофные бактерии являются первичными продуцентами и получают субстрат в виде потока метана, не нуждаются в органических предшественниках и являются компонентами бактериального метанового

фильтра. Метилотрофные бактерии (диссипотрофы) потребляют продукты, которые образуются в результате неполного окисления метана и выполняют в сообществе роль микрофлоры рассеяния. Гетеротрофные аэробные бактерии используют органическое вещество почвы в качестве субстрата для роста. Все представители бактериального сообщества хорошо адаптированы к существованию в холодных и кислых условиях заполярной тундры России.

Литература:

1. Чернов Ю.И. Жизнь тундры. Москва. «Мысль». 1980. 236 с.
2. Fung I., John J., Lerner J., Matthews E., Prather M., Steele L.P., Fraser P.J. Three-dimensional model synthesis of the global methane cycle // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 13033–13065.
3. Берестовская Ю.Ю., Русанов И.И., Васильева Л.В., Пименов Н.В. Процессы образования и окисления метана в почвах заполярной тундры России // Микробиология. 2005. Т. 74. № 2. С. 261 – 270.
4. Берестовская Ю.Ю., Васильева Л.В., Честных О.В., Заварзин Г.А. Метанотрофы психрофильного микробного сообщества заполярной тундры России // Микробиология. 2002. Т. 71. № 4. С. 538 – 544.
5. Омельченко М.В., Васильева Л.В., Заварзин Г.А., Савельева Н.Д., Лысенко А.М., Митюшина Л.Л., Хмеленина В.Н., Троценко Ю.А. Новый психрофильный метанотроф рода *Methylobacter* // Микробиология. 1996. Т. 65. №3. С. 384 – 389.
6. Morita R.Y. Psychrophilic bacteria // Bacteriol. Rev. 1975. V. 39. № 2. P. 144 – 167.
7. Dedysh S.N., Berestovskaya, J.J., Vasilyeva, L. V., Belova S.E., Zavarzin G.A., Khmelenina V.N., Susina N.E., Trotsenko Y.A., Liesack W. *Methylocella tundra* sp. nov., a novel methanotrophic bacterium from acidic tundra peatlands // Int. J. Syst. Evol. Microbiol. 2004. V. 54. № 1. P. 151 – 156.
8. Васильева Л.В., Савельева Н.Д., Омельченко М.В., Лысенко А.М., Пушева М.А., Троценко Ю.А., Заварзин Г.А. *Arthrobacter cryogenae* sp. nov. и *Acidovorax psychrophilicus* sp. nov. – психрофильные водородные бактерии из почвы тундры // Микробиология. 1998. Т. 67. № 2. С. 237–243.
9. Berestovskaya, J.J., Kotsyurbenko, O. R., Tourova, T. P., Kolganova, T.V., Doronina, N. V., Golyshin P. N., Vasilyeva, L. V. *Methylososula polaris* gen. nov., sp. nov., an aerobic, facultatively methylotrophic psychrotolerant bacterium from tundra wetland soil // Int. J. Syst. Evol. Microbiol. 2012. M. 62. P. 638 – 646.
10. Берестовская Ю.Ю., Лысенко А.М., Турова Т.П., Васильева Л.В. Психротолерантный *Caulobacter* из почвы заполярной тундры России // Микробиология. 2006. Т. 75. № 3. С. 377 – 382.
11. Vasilyeva, L. V., Omelchenko M.V., Berestovskaya, J.J., Lysenko A.M., Dedysh S.N., Zavarzin G.A., Abraham W.-R. *Asticcacaulis benevestitus* sp. nov., a psychrotolerant, dimorphic, prosthecae bacterium from tundra wetland soil // Int. J. Syst. Evol. Microbiol. 2006. V. 56. № 9. P. 2083 – 2088.

КРИОБИОЛОГИЯ И МИКРОБИОЛОГИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД.

А.В.Брушков

кафедра геокриологии МГУ им. М.В.Ломоносова

Экстремофилы, как известно, приспособлены к жизни в холодных условиях. Признаки их жизнедеятельности найдены в сезонном и многолетнем льду, в снегу, в ледниках Арктики и Гренландии. Почвы и мерзлые породы криолитозоны также содержат микроорганизмы. Разнообразие бактерий и грибов изучено в Якутии, на Аляске и других местах. Отмечены их находки также в различных условиях, в которых они остаются жизнеспособными в течение неопределенных периодов времени. Выживание ДНК имеет большое значение в исследованиях эволюции. Молекулярные основы термической устойчивости биологических материалов – значительная, пока еще нерешенная, проблема. Такие бактерии могут дать ключ к разгадке самого происхождения жизни.

CRYOBIOLOGY AND MICROBIOLOGY OF FROZEN SOILS

Extremophiles are known to be able to live in cold places. Microbial activity has been found in perennial and permanent ice, in snow, in Arctic and Greenland glaciers. Permafrost soils also contain microorganisms. Variety of bacteria and fungi is studied in Yakutia, Alaska and other places. There are number of cases of bacteria in diverse environments, which have remained viable over inordinate lengths of time. The survival of DNA has great significance in studies of evolution. The molecular basis of thermal stability of biological materials is a significant, as yet unsolved, problem. Such bacteria may give clues to the very origin of life.

Отрицательные температуры, охватывая определенную область биосферы являются лимитирующим и организующим фактором, приводящим к разномасштабной организации живого вещества. Научные основы криобиологии были заложены в конце 19 в. П. И. Бахметьевым, изучавшим явление переохлаждения у насекомых [6]. Микроорганизмы и семена отличаются устойчивостью; многие из них легко переносят замораживание. Даже высокоорганизованные существа, гусеницы бабочек, «оживали» после длительного замораживания при -78°C , -196°C и даже -269°C . Рачок *Chydorus sphericus*, найденный в мерзлоте, возраст которой несколько тысяч лет, на глубине 3.5 м в долине реки Большой Невер П.Н.Каптеревым [5], вернулся к жизни. Для сохранения живых клеток в течении нескольких месяцев достаточно охладить их до температуры около -70°C . При температурах около -130°C и ниже клетки могут сохранить жизнеспособность, возможно, в течении многих сотен лет. Особый интерес представляют микроорганизмы, как ввиду своего разнообразия, так и в связи с их широким распространением в окружающей среде. Они могут быть использованы как индикаторы условий формирования отложений, имеют большое значение в образовании газовой составляющей горных пород, а также для фундаментальных исследований поведения живого вещества при низких температурах.

Биологическим проблемам криолитогенеза уделяется неоправданно мало внимания. Жизнедеятельность и ее продукты, изменяющие состав и строение горных пород, представляют собой компонент криолитогенеза. Микроорганизмы встречаются везде, и без их участия не обходится ни выветривание, ни перенос, ни седиментация, ни диагенез осадков. Долгое время вопрос существования микроорганизмов в глубоких слоях литосферы не вызывал большого интереса; считалось, что жизнь на планете существует только в небольшом поверхностном слое. Однако микробная жизнь в литосфере существует, но как за короткий срок - а сейчас предполагается, что это около 500 миллионов лет или менее – она могла возникнуть? Представить прокариотную биосферу ранее 3.5 млрд лет затруднительно из-за отсутствия должных геологических данных. Напрашивается предположение, что она могла быть привнесена извне. В таком случае перелет потребовал бы огромного количества времени, и клетки должны были выжить при низких температурах. Возможно, какие-то из привнесенных живучих организмов не изменились и живы до сих пор. Тогда древняя мерзлота именно то место, где их следует искать.

В последние годы появились материалы о возможностях живых организмов существовать в экстремальных, в том числе холодных условиях длительное время [44]. Если учесть, что целенаправленные работы по поиску живых микроорганизмов в древних породах не проводятся, то возраст наиболее древних организмов на Земле еще не установлен. Так как большая часть земной поверхности имеет температуру ниже 5°C , способность клеток к существованию при низких температурах имеет важное значение для их способности к выживанию [35]. Первые свидетельства жизнеспособности микроорганизмов в мерзлоте появились давно. Большинство

исследований микроорганизмов проводилось в Арктических и Антарктических мерзлых породах, которые не оттаивали в течение нескольких миллионов лет. Согласно этим результатам, выделенные из мерзлых пород бактерии оказались способны к росту при повышении температур до положительных значений [19]. Изучение мерзлых морских осадков полуострова Ямал, выполненное автором, подтвердило такую возможность. С.С.Абызов [1], [9] обнаружил во льду на Антарктической станции Восток бактерии, грибы, диатомеи и другие микроорганизмы.

Большинство микроорганизмов не размножается при температурах ниже 0°C, хотя имеются бактерии, способные при этом к росту [44], [48], [49], иногда сравнительно быстрому [41]. Метаболизм бактерий в вечной мерзлоте был отмечен при температурах около -20°C [19]. Например, бактерия *Psychrobacter cryopegella* может расти при -10 °C, и даже продолжать метаболизм при -20 °C [47]. Мембраны психрофилов содержат больше ненасыщенных жирных кислот, концентрация которых растет с понижением температуры, чтобы обеспечить проницаемость мембраны [38]. Психрофилы производят адаптированные к холоду ферменты, у которые могут обеспечивать метаболизм при низких температурах [16]. Исследования показали присутствие определенных генов, активных при низкой температуре [23]. Кроме того, белки-криопротекторы были найдены у психрофилов [21]. Таким образом, сегодня имеется ряд доказательств, что микроорганизмы, сохраняемые во льду и вечной мерзлоте в течение длительного времени, могут продолжать жизнедеятельность.

Насколько широко микроорганизмы используют мерзлоту как среду для роста? Следует признать, что в реальных условиях она трудно реализуема. Промерзание почвы и кристаллизация воды резко уменьшает способность к микробному росту. Поры породы насыщаются на 85-90 % и более льдом, таким образом, микроорганизмы оказываются изолированными среди минеральных частиц и льда, лишены способности движения - пространство, которое занимают бактерии, лишь немного больше их собственного размера. Наконец, обездвиженные клетки в течение длительного времени могут погибнуть из-за отравления метаболитами.

Специально следует рассмотреть возможность проникновения в мерзлые толщи микроорганизмов извне. Незамерзшая вода в мерзлых породах при отрицательных температурах - необходимый элемент их структуры. Однако проникновение микроорганизмов в мерзлые породы по пленкам незамерзшей воды, очевидно, невозможно, потому что отсутствуют проводящие пути соответствующего размера. Лишь в значительно засоленных породах это, по-видимому, возможно. Прослой незамерзшей воды при температурах - 3 и - 4°C тонкие, их толщина составляет приблизительно 0.01 - 0.1 микрон, то есть, как правило, меньше, чем размеры микроорганизмов, которые составляют, по крайней мере, 0.3 - 1.4 микрон и более.

Если микроорганизмы в вечной мерзлоте живы, но не способны к делению, какой механизм поддерживает их жизнеспособность? Информационные молекулы наследственности ДНК, которые содержат информацию для построения других биомолекул, в результате действия мутаций повреждаются. Сейчас принято считать, что именно вследствие потери части информации, хранящейся в ДНК, и происходит старение. По существу, продолжительность жизни определяется способностью репаративных ферментов «реставрировать» поврежденные участки ДНК и тем самым сохранять информацию. Поскольку мутации происходят и в неделящихся клетках, то именно мутации будут определять максимальную продолжительность жизни многоклеточных организмов. Даже тепловое движение атомов и молекул является разрушающим фактором, потому что температура далека от абсолютного нуля. Цитоплазма клетки полностью не замерзает, очень вероятно, она не замерзает вообще, из-за температуры: значения -2° - -5°C недостаточно низки. Поэтому трудно

предположить, что организм в анабиозе неограниченно долго находится в состоянии термодинамического равновесия, которое в природных условиях недостижимо.

Молекулярные основы тепловой стабильности биологических материалов до сих пор представляют собой нерешенную проблему [29], [33], [34]. Некоторые вычисления показывают, что время существования молекулярных связей составляет менее 300 лет. Для периода температурных колебаний молекул 10^{-8} - 10^{-9} секунды и энергии активации $G=20$ ккал/моль время существования молекулярных связей - менее года. Максимальное же известное значение энергии активации - приблизительно 45 ккал/моль; обычно - намного меньше [2]. Приведенные оценки очень приблизительны, но и они показывают, насколько нестабильны белки и ДНК. Таким образом, неясно, как микроорганизмы выживают в тысячелетней мерзлоте.

Для исследования микроорганизмов в мерзлых породах нами в течение нескольких лет отбирались образцы из обнажений и подземных сооружений в нескольких районах. Одно из них расположено на левом берегу Алдана, в 325 километрах вверх по течению от его впадения в Лену, на Мамонтовой горе. Образцы были отобраны в толще, залегающей на глубине 20-40 м от поверхности речной террасы и в 0.9-1 м глубже слоя сезонного оттаивания. Обнажение разрушается рекой (более 10-15 см в год), так что отложения, из которых отбирались образцы, находились, очевидно, в многолетнемерзлом состоянии. Они представляют собой тонкозернистые пески и алевролиты; их возраст соответствует среднему миоцену [4]. Похолодание началось здесь в конце плиоцена, около 3 - 3.5 миллионов лет тому назад. Температура в январе была оценена Н.Т.Бакулиной и В.Б.Спектором [3] от -12 до -32°C, а в июле от +12 до +16°C. Отложения, по-видимому, не оттаивали в плейстоцене из-за холодного климата Якутии. Таким образом, возраст мерзлоты на Мамонтовой горе, вероятно, может достигать 3.5 миллионов лет. Кроме того, были отобраны образцы из повторно-жильных льдов ледяного комплекса как в Якутии, так и на Аляске: в тоннеле Фокс и на золотом руднике вблизи Фербенкса. Были также опробованы стенки подземелья Института Мерзлотоведения им. П.И.Мельникова в Якутске.

На Мамонтовой горе в мерзлых миоценовых отложениях была найдена бактерия, способная к аэробному и анаэробному росту в средах GYP, MRS и NA; оптимальная температура роста +37°C. Она также росла при -5°C. Бактерия представляет собой сравнительно большую (1-1.5 x 3-6 микрон) палочку, которая в культуре соединяется в цепи, и способна образовывать споры круглой формы [43]. Она оказалась близка к *Bacillus sereus*. Выживание бактерий при низких температурах наблюдался ранее [10]; известно, например, что *Bacillus anthracis* легко переносит замораживание. Однако, оптимальная температура роста найденной бактерии довольно высока. Несмотря на то, что она может расти, вероятно, и ниже нуля, колоний на отобранных образцах не наблюдалось. Споры бактерий известны как наиболее резистентные [39]. Поэтому находка живой бактерии в древней мерзлоте Мамонтовой горы в целом не удивительна. К настоящему времени для образцов мерзлых пород обнажения Мамонтова гора методами метагеномики [54] показано, что там содержится достаточно большое количество различных видов микроорганизмов, что не является исключением, так как подобные результаты были получены ранее [50], [60].

Из повторно-жильных льдов Якутии и Аляски было выделены десятки видов различных групп микроорганизмов. Многие из выделенных бактерий грамм-положительны и близки к *Arthrobacter* и *Micrococcus spp.*, а грибы - к *Geomyces sp.* Большинство изолятов оказались способны к росту при -5°C, но не росли при +30°C [31]. Интересно, что ДНК метаногенов нескольких групп была также обнаружена и идентифицирована в аллювиальных мерзлых отложениях Якутии.

В подземелье Института Мерзлотоведения им. П.А.Мельникова, на глубине около 7 метров на стенах найден белый грибной мицелий. Идентификация выделенного вида (штамм PF) была основана на его морфологических характеристиках и анализе последовательности нуклеотидов амплифицированной 18S rRNA; он близок к *Penicillium echinulatum*. Штамм PF сравнительно быстро рос при -5°C. Выделенный штамм *Penicillium echinulatum* в подземелье Института Мерзлотоведения им. П.И.Мельникова в Якутске, несмотря на его адаптацию к холоду и условиям питания, вполне может быть современным, занесенным с поверхности.

При анализе чистых культур микроорганизмов из мозга Юкагирского мамонта [8] не были обнаружены какие-либо вирусные или вирусоподобные частицы. Традиционный анализ морфологических и биохимических характеристик позволил отнести штаммы к родам *Pseudomonas*, *Alcaligenes*, *Flavobacterium*, *Bacillus*, *Cellulomonas*. Таксономическое сравнение этих микроорганизмов различными методами идентификации выявило некоторые расхождения [8]. Аналогичные расхождения были отмечены и для микроорганизмов, извлеченных из янтаря [25]. В них указывалось на комбинаторные сдвиги. Это послужило авторам поводом предположить, что в янтаре идут эволюционные изменения генотипа на уровне обмена информацией [25], что может объяснить их выживание в изолированных условиях несколько десятков миллионов лет. Вероятно, даже в мерзлом состоянии, но при существовании незамерзшей воды [15], возможна активность репарационных систем, позволяющая предотвращать деградацию генома [13].

Из мозга мамонта выделялись бактерии, тогда как в современной почве наблюдается преимущественное распространение грибов. Доминирование бактериальной микрофлоры характерно и для почвенных микроорганизмов вечной мерзлоты. В исследованиях микроорганизмов почвы реки Максунуоха (недалеко от места захоронения) из 717 выделенных микроорганизмов лишь единицы являлись плесневыми грибами, психрофильными дрожжами и актиномицетами; все остальные - бактерии [8]. При этом неспорозные микроорганизмы составляют около 75% от общего числа микробных изолятов. Широко представлены коринеморфные микроорганизмы родов *Arthrobacter*, *Brevibacterium*, *Rhodococcus*, *Corinebacterium*, а также - *Pseudomonas*, *Flavobacterium*. Штаммы кокков и кокко-бацилл обнаружены как среди мезофильных, так и психрофильных микробных изолятов (*Acinetobacter*, *Micrococcus* и др.) [8].

Факты обнаружения живых клеток в толщах пород возрастом тысячи и миллионы лет настолько необычны, что кажутся недостоверными. Есть мнение, что результаты относительно жизнеспособных бактериальных клеток и нуклеиновых кислот, полученных из каменных солей, янтаря, изо льда или вечной мерзлоты возрастом от сотен тысяч до миллионов лет, должным образом не заверены, и могли быть результатом загрязнения [20], [58], [59].

Дело в том, что геномы погибших и находящихся в покое (в анабиозе) клеток разрушаются со временем. Теоретические и эмпирические вычисления показывают, что короткие фрагменты ДНК (около 100–500 пар нуклеотидов) не выживают более 10^4 лет в умеренной окружающей среде и 10^5 лет в холодных районах [58]. Миллион лет был предложен в качестве предела для амплификации всех нуклеиновых кислот [27].

Таким образом, клетка, даже покоящаяся, должна стареть, а геномы должны разрушаться. Известно, что старению подвержены многоклеточные организмы, но проблема старения одноклеточных недостаточно изучена. Было замечено, что стареют и умирают некоторые асимметрично делящиеся одноклеточные организмы, такие как *Saccharomyces cerevisiae* [37] и *Caulobacter crescentus*. Поэтому предполагалось, что различие между стареющими организмами и нестареющими (если такие существуют)

зависят от асимметрии в воспроизводстве reproduction [42]. Однако недавнее исследование [53] показывает, что даже бактерии, которые, кажется, делятся симметрично, такие как кишечная палочка, фактически производят функционально асимметричные клетки во время клеточного деления, и, соответственно, способны к старению.

При этом свидетельства сохранения клеток в древних толщах возрастом тысячи и миллионы лет множатся. Так, галофилы разными научными группами были найдены начиная с пермского периода (250 миллионов лет назад) в соленосных толщах [24], [51], [52], [55], [56], [45], [18], [26], [17]. Vreeland и др. [55], [56] выделил бактерии из жидких включений в галите пермского периода (250 миллионов лет), и архей из мелового периода (около 121–112 миллионов лет) и плейстоцена (34,000 лет). Mornile и др. [36] получил *Halobacterium salinarum* из жидкого включения в 97,000-летнем кристалле галита из Долины Смерти, Калифорния. Fish и др. [18], амплифицировал древнюю бактериальную и архейную ДНК из различных образцов галита возрастом 11–425 миллионов лет. Были найдены живые бактерии в древнем янтаре [25], [32] и остатках млекопитающих [46].

Однако оказалось, что бактерия из кристалла каменной соли, которая [56] считалась имеющей возраст 250 миллионов лет, отличается от современного галлофила *Salibacillus marismortui*, всего 3 нуклеотидами в 16 rDNA, против ~59 BP, что ожидалась бы, если бы эти бактерии эволюционировали с той же скоростью, что и другие бактерии [40]. Из чего был сделан вывод о том, что *B. permians* [56], наиболее вероятно, предназначен, чтобы присоединиться к растущему списку таких неожиданных и неправдоподобных существ как миоценовая магнолия [22] и долгоносик мелового периода [14], которые, оказалось, были современными [11], [57].

Каким образом у бактерий, сохранившийся в течение многих миллионов лет, оказывается геном, близкий к геному современного вида? Очевидно, такое невозможно [40], что вместе с соображениями о невозможности сопротивления генома распаду в течение длительного времени является неопровержимым доказательством того, что вышеперечисленные работы по древним солям, и наши, да и другие публикации [19] по микроорганизмам из вечной мерзлоты являются ошибкой или заблуждением. Тем более, что для бактерий из мерзлоты был также получен сходный результат: выделенная на Мамонтовой горе из мерзлых плиоценовых отложений бацилла оказалась очень близка современной *Bacillus cereus* [12]. Было построено филогенетическое дерево для штаммов *Bacillus cereus*, построенное по 16s rPHK и включающее выделенные штаммы [7]. Скорость эволюции 16s rPHK лежит в пределах $1 \cdot 10^{-8}$ - $5 \cdot 10^{-8}$, то есть за 3.5 млн лет последовательность длиной 1500 нуклеотидов должна бы накопить минимум 500 нуклеотидных замен, чего в действительности не наблюдалось. Кроме того, предположительно древние бактерии g27, g20 40, также выделенные из этого же образца мерзлого плиоценового песка Мамонтовой горы, не являются предковыми ветвями на филогенетическом дереве, а окружены современными штаммами.

В результате может показаться, что эти бактерии «из прошлого» являются плодами воображения. Автор настоящей работы работал с этими образцами в течение ряда лет и убежден, что дело в другом. Кроме того, множатся публикации по находкам живых бактерий в каменных солях, янтаре и древних мерзлых породах, их общее число составляет десятки, причем результаты получены различными группами в США, Израиле, Европе и России. Ответ на вопрос, действительно ли мы имеем дело с бактериями, способными выживать миллионы лет, или нет, на наш взгляд, неожиданно является и ответом на следующий вопрос, а именно, каков возможный механизм такого длительного выживания. И ответ этот заключается в том, что бактерии этих видов

способны предотвращать повреждения ДНК и соответственно мутации генома при определенных условиях. Те «современные» штаммы, полученные из окружающей среды в настоящее время, на самом деле одновременно и «древние», потому что им удастся стабилизировать геном. В окружающей среде, таким образом, может оказаться множество «древних» микроорганизмов, и некоторые свидетельства этому есть [28]. На первый взгляд, это противоречит теории «молекулярных часов». Однако уже известно, что «молекулярные часы» идут по-разному для различных генов. Предположение, что «древние» бактерии имеют эффективный протекторный механизм, было высказано нами ранее [13], а впоследствии аналогичный вывод был сделан и другими [30].

Исследование древних микроорганизмов в мерзлоте имеет теоретическое и практическое значение, и, несомненно, приблизит к решению ряда фундаментальных проблем. Среди них такие, как происхождение жизни, а так же возможность переноса живого вещества в космосе; создание медицинских препаратов, обеспечивающих увеличение продолжительности жизни; понимание роли микроорганизмов в формировании состава и строения мерзлых пород, и их участие в криолитогенезе.

Литература

1. Абызов С.С., Бобин Н.Е., Кудряшов Б.Б. Микробиологические исследования ледника в Центральной Антарктиде // Известия АН СССР. 1979. серия биология. №6. С. 828-836.
2. Александров В.Я. Клетки, макромолекулы и температура // Ленинград. Изд-во Наука, 1975.
3. Бакулина Н.Т., Спектор В.Б. Реконструкция климатических параметров неогена Якутии по палинологическим данным // В кн.: Климат и мерзлота. Г.Н. Максимов и А.Н.Федоров (ред.). Институт мерзлотоведения, Якутск, 2000. С. 21 - 32.
4. Баранова Ю.П., Ильинская И.А., Никитин В.П., Пнєва Г.Н., Фрадкина А.Ф., Шварева Н.Я. Миоцен Мамонтовой горы // Труды ГИН СО АН СССР. Москва. Наука/, 1976.
5. Каптерев П.Н. Об анабиозе в условиях вечной мерзлоты. Изв. АН СССР. Сер. биол., 1936, No 6, с. 107–108.
6. Лозина-Лозинский Л.К. Очерки по криобиологии // Ленинград. Наука, 1972.
7. Науменко С.А., Едидин Г.М. Бактерии из древних отложений: древние или современные? 37-я Конференция-школа молодых ученых «Информационные технологии и системы» 1 - 6 сентября, Калининград, Россия. ИТИС 2013. Тезисы докладов. Институт проблем передачи информации им. А. А. Харкевича Российской академии наук. 2013.
8. Репин В.Е., Пугачев В.Г., Таранов О.С., Тотменина О.Д., Беликов С.И., Орешкова С.Ф., Пучкова Л.И., Аргунов В.А., Чернявский В.Ф., Никифоров О.И., Софронова О.Н. Потенциальная опасность микроорганизмов, пришедших из прошлого. В книге: Юкагирский мамонт. Ред. Г. Г. Боевских, А. Н. Тихонов, Н. Сузуки, СПб. Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2007. 250 с. С.183-190
9. Aabyov SS. 1993. Microorganisms in the Antarctic ice. In Antarctic microbiology, Friedmann EI (ed.). Wiley-Liss, Inc.: New York, N.Y.: 265-295
10. Ashcroft F. Life at the Extremes // HarperCollins. 2007. 326 p.
11. Austin, J. J., A. B. Smith, and R. H. Thomas. 1997. Palaeontology in a molecular world: the search for authentic ancient DNA. Trends Ecol. Evol. 12:303–306.
12. Brenner, E. V., Brouckov, A. V., Kurilshikov, A. M., Griva, G. I., Kashuba, E., Kashuba, V. I., ... Vlassov, V. V. (2013). Draft Genome Sequence of *Bacillus cereus* Strain F, Isolated from Ancient Permafrost. Genome Announcements, 1(4), e00561–13. <http://doi.org/10.1128/genomeA.00561-13>
13. Brouckov A. and Williams P. Could microorganisms in permafrost hold the secret of immortality? What does it mean? Contaminants in Freezing Ground. Collected Proceedings of 2nd International Conference. Cambridge, England, 2002. Part 1. pp. 49-56
14. Cano, R. J., H. N. Poinar, N. J. Peiazek, A. Acra, and G.O. Poinar. 1993. Amplification and sequencing of DNA from a 120–135-million-year-old weevil. Nature 363:536–538.
15. Ershov, E. D. 1998. General geocryology. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom
16. Feller, G., Gerday, C. Psychrophilic enzymes: Hot topics in cold adaptation. Nat. Rev. Microbiol. 2003, 1, 200-208.
17. Fendrihan, S., Legat, A., Gruber, C., Pfaffenhuemer, M., Weidler, G., Gerbl, F., and Stan-Lotter, H., 2006. Extremely halophilic archaea and the issue of long term microbial survival. Reviews in Environmental Science and Biotechnology, 5, 1569–1605.
18. Fish, S. A., Shepherd, T. J., McGenity, T. J., and Grant, W. D., 2002. Recovery of 16S ribosomal RNA gene fragments from ancient halite. Nature, 417, 432–436. Erratum: 2002. Nature, 420, 202.

19. Friedmann EI. 1994. Permafrost as microbial habitat. In *Viable Microorganisms in Permafrost*, Russian Academy of Sciences: Pushchino, Russia; 21-26.
20. Gilbert M. T. P., Bandelt H.-J., Hofreiter M. and Barnes I. Assessing ancient DNA studies. *TRENDS in Ecology and Evolution* Vol.20 No.10 October 2005
21. Gilbert, J.A.; Hill, P.J.; Dodd, C.E.; Laybourn-Parry, J. Demonstration of antifreeze protein activity in Antarctic lake bacteria. *Microbiology* 2004, 150, 171-180.
22. Golenberg, E. M., D. E. Giannasi, M. T. Clegg, C. J. Smiley, M. Durbin, D. Henderson, and G. Zurawsky. 1990. Chloroplast DNA sequence from a Miocene magnolia species. *Nature* 344:656-658.
23. Goodchild, A.; Saunders, N.F.W.; Ertan, H.; Raftery, M.; Guilhaus, M.; Curmi, P.M.G.; Cavicchioli, R. A proteomic determination of cold adaptation in the Antarctic archaeon, *Methanococcoides burtonii*. *Mol. Microbiol.* 2004, 53, 309-321.
24. Grant, W. D. "Halobacteria: the Evidence for Longevity" *Extremophiles*, v, 270-287, 1998
25. Greenblatt C.L., Davis A., Clement B.G., Kitts C.L., Cox T., Cano R.J. Diversity of Microorganisms isolated from amber. *Microbial Ecology*. №38. 1999. P.58-68.
26. Gruber, C., Legat, A., Pfaffenhuemer, M., Radax, C., Weidler, G., Busse, H. J., and Stan-Lotter, H., 2004. *Halobacterium noricense* sp. nov., an archaeal isolate from a bore core of an alpine Permo-Triassic salt deposit, classification of *Halobacterium* sp. NRC-1 as a strain of *Halobacterium salinarum* and emended description of *Halobacterium salinarum*. *Extremophiles*, 8, 431-439.
27. Hofreiter, M. et al. Ancient DNA. *Nat. Rev. Genet.* 2001, 2, 353-360
28. Inagaki, F. Et al., Exploring deep microbial life in coal-bearing sediment down to ~2.5 km below the ocean floor. *Science* 24 Jul 2015 : 420-424
29. Jaenicke R. Stability and Folding of Ultrastable Proteins // In: *Eye Lens Crystallins and Enzymes from Thermophiles*. FASEB. № 10. 1996. P.84-92
30. Johnson, S. S., Hebsgaard, M. B., Christensen, T. R., Mastepanov, M., Nielsen, R., Munch, K., & Ronn, R. 2007. Ancient bacteria show evidence of DNA repair. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(36), 14401-14405.
31. Katayama T., Tanaka M., Morijizumi J., Nakamura T., Brouchkov A., Douglas T.A., Fukuda M., Tomita F., and K. Asano. *Phylogenetic Analysis of Bacteria Preserved in a Permafrost Ice Wedge for 25,000 Years*. *Appl. Environ. Microbiol.*, Apr. 2007; 2360-2363
32. Lambert, L. H., Cox T., Mitchell K., Rossellomora R. A., Cueto C. D., Dodge D. E., Orkand P., and R. J. Cano. 1998. *Staphylococcus succinus* sp. nov., isolated from Dominican amber. *Int. J. Syst. Bacteriol.* 48:511-518.
33. Levy M., Miller S.L. The stability of the RNA bases: Implications for the origin of life // *Biochemistry*. №95 (14). 1998. P.7933-7938
34. Lindahl, T. and Nyberg, B. Rate of depurination of native DNA. *Biochemistry* 1972, 11, 3610-3618
35. Morita, R. Y. "Psychrophilic bacteria." *Bacteriological reviews* 39.2 (1975): 144.
36. Mormile, M.R., Biesen, M.A., Gutierrez, M.C., Ventosa, A., Pavlovich, J.B., Onstott, T.C., and Fredrickson, J.K. 2003. Isolation of *Halobacterium salinarum* retrieved directly from
37. Mortimer, R.K., Johnston, J.R., 1959. Life span of individual yeast cells. *Nature* 183, 1751-1752.
38. Nichols, D.; Miller, M.R.; Davies, N.W.; Goodchild, A.; Raftery, M.; Cavicchioli, R. Cold adaptation in the Antarctic archaeon, *Methanococcoides burtonii*, involves membrane lipid unsaturation. *J. Bacteriol.* 2004, 186, 8508-8515.
39. Nicholson W.L., Munakata N., Horneck G., Melosh H.J., Setlow P. Resistance of *Bacillus* endospores to extreme terrestrial and extraterrestrial environments // *Microbiol. Mol. Biol. Rev.* №64. 2000. P.548-572.
40. Nickle D. C., Learn G. H., Rain M.W., Mullins J. I., Mittler J.E. Curiously Modern DNA for a "250 Million-Year-Old" *Bacterium*. *J Mol Evol* (2002) 54:134-137
41. Panikov N.S, Sizova M.V. 2007. Growth kinetics of microorganisms isolated from Alaskan soil and permafrost in solid media frozen down to -35°C. *FEMS Microbiol. Ecol.* 59:500-512
42. Partridge, L., Barton, N., 1993. Optimality, mutation and the evolution of ageing. *Nature* 362, 305311.
43. Peterson A.M., Glinskaya E.V., Griva G.I., Brouchkov A.V., Repin V.E., Chernyavskiy V.F., Sofronova O.N. 2011 Bacteria isolated from relict frozen terrains of the central Yakutia. *Yakut Medical Journal*, № 4, c. 116-129
44. *Psychrophiles: From Biodiversity to Biotechnology*. 2008. Editors: Margesin, R., Schinner, F., Marx, J.-C., Gerday, C. (Eds.) Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 462 p.
45. Radax, C., Gruber, C., and Stan-Lotter, H., 2001. Novel haloarchaeal 16S rRNA gene sequences from Alpine Permo-Triassic rock salt. *Extremophiles*, 5, 221-228.
46. Rhodes A.N., Urbance J.W., Young H., Corlew-Newman H., Reddy C.A., Klug M.J. Tiedje J.M., Fisher D.C. Identification of bacterial Isolates obtained from intestinal contents associated with 12,000-year-old mastodon remains//*Applied and environmental microbiology*. -1998. -V.64, N2. - P.651-658

47. Rodrigues, D.F.; Jesus, E.C.; Ayala-del-Rio, H.L.; Pellizari, V.H.; Gilichinsky, D.; Sepulveda-Torres, L.; Tiedje, J.M. Biogeography of two cold-adapted genera: Psychrobacter and Exiguobacterium. ISME J 2009, 3, 658-665.
48. Russell N. 2007. Psychrophiles: Membrane Adaptations, p 155-164. In Gerday C, Glandsdorff N (ed), Physiology and Biochemistry of Extremophiles. ASM Press, Washington, DC.
49. Russell, N. J., P. Harrison, I. A. Johnston, R. Jaenicke, M. Zuber, F. Franks, and D. Wynn-Williams. "Cold Adaptation of Microorganisms and Discussion" Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B Biological Sciences. Vol. 326, No. 1237, Life at Low Temperatures (1990): 595-611. JSTOR.
50. Shi, T., Reeve, R.H., Gilchinsky, D.A. and Friedman, E.I., Characterisation of viable bacteria from Siberian Permafrost by 16S rDNA sequencing, Microb. Ecol. 33:169–179, 1997.
51. Stan-Lotter, H., McGenity, T. J., Legat, A., Denner, E., Glaser, K., Stetter, K. O., Wanner, G 1999 "Very Similar Strains of Halococcus salifodinae are found in geographically separated Permo-Triassic salt deposits" Microbiology 145: p3565-3374
52. Stan-Lotter, H., Pfaffenhuemer, M., Legat, A., Busse, H. J., Radax, C., and Gruber, C., 2002. Halococcus dombrowskii sp. nov., an archaeal isolate from a Permo-Triassic alpine salt deposit. International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology, 52, 1807–1814.
53. Stewart, E.J., Madden, R., Paul, G., Taddei, F., 2005. Aging and death in an organism that reproduces by morphologically symmetric division. PLoS Biol. 3 (2), e45.
54. Thompson J. D., Higgins D. G., Gibson T. J. CLUSTAL W: improving the sensitivity of progressive multiple sequence alignment through sequence weighting, positions-specific gap penalties and weight matrix choice // Nucleic Acids Res. № 22. 1994. P. 4673-4680.
55. Vreeland R.H., Rosenzweig W.D., Powers D.W. Isolation of a 250 million-years-old bacterium from a primary salt crystal// Nature.-2000.- V.407.-P.897-900
56. Vreeland, R.H., Jones, J., Monson, A., Rosenzweig, W.D., Lowenstein, T.K., Timofeeff, M., Satterfield, C., Cho, B.C., Park, J.S., Wallace, A., and Grant, W.D. 2007. Isolation of live Cretaceous (121–112 million years old) halophilic Archaea from primary salt crystals. Geomicrobiol. J. 24:275–282.
57. Walden, K. K., and H. M. Robertson. 1997. Ancient DNA from amber fossil bees? Mol. Biol. Evol. 14:1075–1077.
58. Wellerslev E., Cooper A. Ancient DNA // Proc. R. Soc. B. №272. 2005. P.3-16
59. Wellerslev E., Hansen A.J., Poinar N. Isolation of nucleic acids and cultures from fossil ice and permafrost. TRENDS in Ecology and Evolution Vol.19 No.3 March 2004, 141-147
60. Zhang D., Brouckov A., Griva G., Schinner F., Margesin R. 2013 Isolation and Characterization of Bacteria from Ancient Siberian Permafrost Sediment. Biology, том 2, № 1, с. 85-106

ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПАСТИЩЕПРИГОДНЫХ ЗЕМЕЛЬ В ПРЕДЕЛАХ ГАЗОНЕФТЕПРОМЫСЛОВ ТЮМЕНСКОГО СЕВЕРА

С.Ю. Дедюсова, Л.И. Зотова

МГУ им. М.В. Ломоносова, географический ф-т, Москва, Россия;
alrus@mail.ru, zotlar@mail.ru

Рассматривается продуктивность и современное состояние пастбищ домашнего северного оленя. Анализируются антропогенные факторы, влияющие на снижение качества кормовых угодий - механическая нарушенность почвенно-растительного покрова, шумовые и пирогенные воздействия, перевыпас и пр. На примере ряда месторождений Тюменского Севера, расположенных в подзонах субарктической тундры и северной тайги, определяется ценность пастбищ по зимним и летним кормам и категория их экологического состояния с учетом снижения качества в ходе эксплуатации газонефтепромыслов, дается прогноз их восстановления.

ASSESSMENT OF REINDEER PASTURES STATUS WITHIN THE TYUMEN NORTH GAS-OIL FIELDS

S.J. Dedjusova , L.I. Zotova

Productivity and modern environmental state of domestic reindeer pastures are discussed. Analyzed the anthropogenic factors affecting the decrease of rangelands quality - mechanical disturbance of soil and vegetation cover, noise and pyrogenic effects, overgrazing, etc. For example the number of Tyumen North gas-oil fields, located in the subarctic tundra and northern taiga zones, the reindeer pastures value according to winter and summer feed, loss of its quality during the exploitation and prediction of their recovery are estimated. The ecological categories of the real reindeer pastures values are compared.

Проблема определения компенсационных выплат за изъятие (отчуждение) земель традиционного природопользования под строительство объектов газонефтепромыслов и размера ущерба, наносимого при их эксплуатации оленеводству и другим видам хозяйственной деятельности коренных народностей Севера, заставляет проводить всестороннюю научно-обоснованную биоресурсную оценку этих территорий. В первую очередь рассматривается состояние оленьих пастбищ – одного из важнейших природных ресурсов, занимающих основное место в структуре землепользования объектов исследования.

Промышленное освоение неизбежно влияет на условия выпаса оленей и их кормовой базы. В зоне техногенного воздействия качество пастбищ значительно снижается, вплоть до полной его утраты и перевода в разряд непригодных для выпаса земель с последующим длительным восстановлением или же без него.

Основными техногенными факторами снижения качества пастбищепригодных земель являются:

- механическая нарушенность целостности растительного покрова и почв;
- пирогенный фактор (пожары по вине человека);
- техногенное загрязнение;
- различные факторы беспокойства животных (функционирующие промышленные объекты, движущийся транспорт, браконьерство, люди, собаки и др.).

На Тюменском Севере имеет место также фактор *перевыпаса* – сокращение запасов кормов, травливание и выбивание наиболее ценных пастбищ в результате ненормированного выпаса, а также выпаса без соблюдения пастбищеоборотов, т.е. ежегодная концентрация оленей на одних и тех же сезонных пастбищах. Степень перевыпаса возрастает в первую очередь за счет роста личного поголовья, не поддающегося учету, но при этом выпасаемого вместе с основными стадами, а также по причине сокращения площади пастбищ, принадлежащих конкретному оленеводческому хозяйству за счет отчуждения земель.

Оценка состояния пастбищепригодных земель проводилась на основе фактического материала, полученного в результате комплексных предпроектных экологических исследований 1997- 2005 гг. на территориях нефтегазоконденсатных месторождений Пырейного и Берегового (северная редкостойная тайга, Надым-Пуровское междуречье) и газоконденсатных Ямбургского и Харвутинского месторождений (субарктические тундры, Тазовский полуостров). В административном отношении объекты исследования находятся в пределах Пуровского, Надымского и Тазовского районов ЯНАО в ведомственном подчинении совхозов Верхне-Пуровский, Пуровский и Ныдинский. В этих хозяйствах развит межзональный (отгонный) тип крупностадного оленеводства, характеризующийся длинными перекочевками стад с летних тундровых на зимние таежные пастбища и относительной сбалансированностью сезонных кормов (50-70% ягеля, 30-50% ветоши).

В качестве справочного материала использовались Хозяйственно-геоботанические карты масштабов 1:200000 и 1:100000 (1995 г. и более поздние), имеющиеся в оленеводческих хозяйствах, нормативные документы и методики института «РосНИИземпроект» и Федеральной Службы земельного кадастра России [3,7]. Основными картографическими материалами послужили Карты растительности месторождений масштаба 1:25000. Классификационной единицей явился тип пастбищ, соответствующий природному комплексу ранга урочище.

Состояние оленьих пастбищ определялось совокупностью их продуктивности и степени антропогенной нарушенности с учетом всех перечисленных выше факторов и экспертной оценки их влияния.

Под продуктивностью пастбищ нами понимается их фактическая емкость (гол / га), напрямую связанная с конечным выходом продукции оленеводства. Количественной характеристикой продуктивности является *удельная оленеемкость*, выраженная в оленеднях (ол.дн./га) и равная количеству оленей, способному прокормиться на 1 гектаре пастбища в течение суток. Это комплексный показатель, который учитывает природные свойства растительности пастбищ (состав, запасы и питательность кормов), условия выпаса и характер использования кормов (доступность, удобство кормления и передвижения), организационно-технологические особенности ведения хозяйства (удобство охраны и управления стадом, сбыта продукции, быта оленеводов и др.). Оленьи пастбища характеризуются резко выраженными сезонными изменениями состава, запаса, ценности кормов, а также степени доступности пастбищных участков.

Основной характеристикой оленеемкости является хозяйственный запас кормов (кг/га), в отличие от валового запаса (весь запас растительной фитомассы, ц/га) условно равный годовичному приросту, т.е. части фитомассы, отчуждение которой не приведет к гибели растения [7]. Пастбища с низким кормовым потенциалом (менее 30 кг/га) быстрее нарушаются, богатые кормовые угодья при равных пастбищных нагрузках стравливаются меньше. Наибольшими запасами кормов (более 70 кг/га) характеризуются редкостойные кустарничково-лишайниковые сообщества, среди субарктических сообществ выделяются южные ерниковые лишайниковые тундры и комплексные бугристые торфяники.

Питательность кормов зависит от состава, периода вегетации и состояния кормовых растений. Так, кормовые растения с высокой питательностью содержат 1 кормовую единицу (к.ед.) и более (в пересчете на 1 кг воздушно-сухого вещества) и 120-160 г протеина; средней питательности – 0,7-1,0 к.ед. и 100-120 г; низкой питательности – менее 0,7 к. ед. и не более 100 г протеина [7]. Все зеленые корма в первой половине лета наиболее питательны, потом постепенно снижают содержание протеина и жира за счет клетчатки и к концу лета теряют кормовую ценность на 20-30%. Питательная ценность кустистых лишайников в течение года не меняется (0,9-1,0 к.ед. в верхушечной части) [4].

Летом олени предпочитают свежую зелень, лишайниковые пастбища должны использоваться в меньшей степени, так как устойчивость ягельников к пастбищным нагрузкам летом резко уменьшается. За сутки стадо оленей изымает до 50% запаса питательных растений на наиболее удобных участках пастбищ, за последующие 2-3 суток изымаются все охотно поедаемые растения. Потребности оленя в летних кормах обеспечиваются ежесуточной сменой участков выпаса. При полной утрате пастбищем ценных кормовых растений двигательная активность оленей возрастает в 1,5 раза, а время суточного отдыха снижается на 20-30%, что значительно снижает их упитанность [1].

В зимний период неоспоримые преимущества имеют лишайники: они распространены компактными массивами; имеют высокий валовый запас, превышающий суммарный запас зеленых кормов и высокую питательность в течение всего года.

Отметим, что состояние лишайникового покрова, как наиболее уязвимого компонента растительных сообществ, является основным индикатором состояния оленьих пастбищ в

целом. Для расчета оленеёмкости по совокупности ряда показателей (возраст лишайников, высота, густота куртины, видовой состав, валовой запас, годичный прирост, степень скусывания оленями) выделяются шесть категорий ягельников. К шестой категории относятся ненарушенные эталонные ягельники с оптимальными показателями качества. Ягельники высших категорий (пятой и четвертой), стравленные не более чем на 5-10% площади, за 3-5 лет восстанавливаются до уровня эталона, ягельники низших категорий (третьей-первой), на которых выбито 45%-80% площади, даже через 10-20 лет редко достигают первоначального уровня.

Чтобы довести эталонный ягельник до начала деградации достаточно 5-7 лет ежегодного использования в течение сезона при нормированном выпасе и 2-3 года, если площадные суточные нормы на одного оленя не соблюдаются. При этом сроки частичного восстановления ягельников весьма значительны (8-10 лет), а питательная ценность снижается в 1,5 раза. Отметим, что при скусывании 10% высоты лишайника, его отрастание происходит в течение 1 года, при уровне скусывания 40% – около 8 лет, 80% – 16-20 лет с вероятностью восстановления менее 50% [4].

Доступность пастбищ зимой зависит от высоты и плотности снежного покрова, поздней осенью – от скорости промерзания топких болот, ранней весной – от защищенности от сильных ветров. Определяющими факторами доступности пастбищ в летний период становятся глубина оттаивания на мерзлых участках, высота и густота кустарников, крутизна склонов, обводненность, бурелом, валежник и др. Высокой зимой доступностью характеризуются участки пастбищ с высотой снежного покрова не более 50 см, когда может кормиться все поголовье стада. При высоте снега 80-100 см кормятся только взрослые сильные особи, составляющие 50-60% поголовья. Пастбища со снежным покровом более 1 метра не считаются доступными [5].

Удобство кормления должно обеспечивать минимальный расход энергии на добычу корма. Если лишайниковый покров на ягельнике разрежен и мозаичен (пятнистые тундры), раскопки оленя в поисках подснежного корма на 30% могут оказаться бескормными. Учитываются также возможность защиты оленей от гнуса и неблагоприятных погодных условий и наличие водопоя. На летних пастбищах малоприспособными для выпаса являются участки, удаленные от водопоев более чем на 1,5 км, густые заросли кустарников высотой более 150 см, разреженные или сильно обводненные болотные травостои с топким дном и др.

Удобство передвижения стада по «тропе» в поисках участков кормления и мест отдыха также должно обеспечивать оптимальный расход энергии и не допускать излишней конкуренции оленей на пастбище. Препятствиями становятся снежные заборы высотой более 250 см, завалы деревьев на старых гарях, крутые каменистые террасы, массивы каменистых россыпей, обрывистые склоны и др. «Тропа» проходимость 70% обеспечивает доступ ко всем пастбищным участкам; проходимость до 50% – позволяет использовать корма на 70-80% площади пастбищ, менее 50% – лишь 30-40% [5,7].

В связи с изменениями кормовой ценности и доступности пастбищ в течении года принято выделять шесть пастбищных сезонов: зима, ранняя весна, поздняя весна, лето, ранняя осень, поздняя осень. При оценке продуктивности нами рассматривались два основных сезона – зима и лето. Для каждого выделенного типа пастбищ с помощью кадастровых документов и полевых материалов определялись значения летней и зимней оленеёмкости.

Установлено, что наиболее продуктивными в зимний период являются северотаежные пастбища (территории Пырейного и Берегового месторождений), где доля лишайниковых сообществ, запас и питательность зимних кормов больше, и, соответственно, оленеёмкость выше (12-15 ол.дн./га). Это лиственничные и кедровые редколесья с проективным покрытием ягеля более 50% [6].

Летом наиболее ценными становятся пастбища субарктических тундр (территории Ямбургского и Харвутинского месторождений) с высокой доступностью и значительной долей кустарниковых и травяных сообществ, составляющих основной запас зеленых кормов (рис. 1). Здесь наибольшей летней оленеёмкостью характеризуются ерниковые и ивняковые тундры (17-20 ол.дн./га).

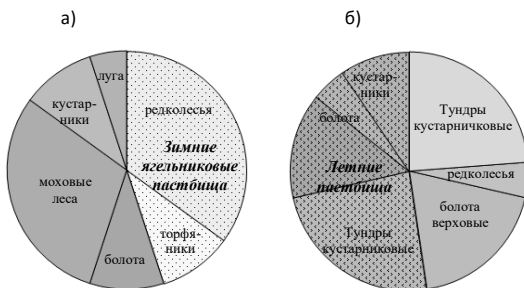


Рис. 1. Распределение типов зимних и летних пастбищ по площади:
а) северная тайга, б) субарктические тундры

Вне зоны промышленного освоения основным фактором, влияющим на состояние пастбищ, является *степень перевыпаса*. Она оценивается с учетом продолжительности и плотности выпаса, а также способности растительного покрова к самовосстановлению.

При превышении площадной нормы на одного оленя происходит не столько рациональное потребление, сколько выбивание (вытаптывание) пастбищ. В зимний период олени пасутся скученно, стадо численностью до 2000 гол осваивает 600-700 га пастбищ, растительный покров которых при соблюдении оборота не нарушается. При увеличении поголовья до 3000 гол. появляются заметные нарушения на 15-20% площади пастбищ, а при дальнейшем росте поголовья и соответственно плотности выпаса – на 50% и более, что приводит к выбиванию кормовых растений на наиболее удобных участках кормления и исключению их из пастбищного оборота на срок 8-12 лет.

Продолжительность выпаса зависит от его характера, организации и обеспеченности оленеводческого хозяйства кормовыми угодьями. Различают сезонный и прогонный выпас. Хотя прогонный выпас короче, он дает наибольшую нагрузку на пастбища, так как при транзитах крупных стад растительность выбивается сильнее, чем при площадном выпасе. Восстанавливаемость растительного покрова определяется скоростью формирования исходного или близкого к нему фитоценоза на умеренно нарушенных участках пастбищ, сильно нарушенные пастбища не восстанавливаются. Скорость восстановления изменяется от 1-3 до 50 и более лет в зависимости от типа напочвенного покрова и степени его нарушенности. Восстановившаяся (наросшая) часть запаса лишайников в среднем не превышает 30% их стандартного запаса.

Среди прямых техногенных факторов, влияющих на снижение качества оленьих пастбищ, на месторождениях Тюменского Севера основным является *природный*. На территориях северотаежных месторождений доля его влияния составляет 40-60% площади. Типичны возгорания сухих торфяников и участков ягельников. Гари на месте лишайниковых сообществ частично восстанавливаются через 50 более лет [1,3].

Различные механические нарушения почвенно-растительного покрова, неизбежно возникающие при прокладке дорог, строительстве промышленных объектов, разработке карьеров, проездах гусеничного транспорта (их доля обычно составляет 5-15 %) в комплексе с пожарами приводят к изменению среды и сокращению площади произрастания кормовых растений, снижению их продуктивности, а также выведению нарушенных пастбищных участков из оборота на срок более 20 лет. К нарушенным

земля относятся также участки подтопления, раздувы, образующиеся на месте оголенных песков, участки загрязненные нефтепродуктами.

Выделяются три категории механической нарушенности: сильная (оголен грунт или почвенный горизонт нарушен на 30-60% площади), умеренная (на 10-30% площади) и слабая (до 10%). При сильной нарушенности качество пастбищ снижается на 60-70%. Процесс восстановления пастбищ, попавших под строительство промышленных объектов, начинается только после полного завершения работ. В случае сильной степени нарушения растительного покрова и почв срок восстановления колеблется от 30 до 50 лет.

Удаленность от объектов инфраструктуры следует рассматривать как косвенное (стрессовое) воздействие техногенного фактора. Зона их влияния на естественный режим кормления и отдыха оленей может распространяться в радиусе до 7-10 км. Интенсивность фактора беспокойства зависит, в первую очередь, от численности людей, присутствующих на промышленных объектах и времени их пребывания. Объекты с проживанием людей численностью 100 чел и зоны вокруг них радиусом 500-600 м полностью выводятся из пастбищеоборота. Для территории Ямбургского месторождения фиксируются зоны: сильного воздействия (в радиусе 0,15 км от промышленных объектов); умеренного воздействия (0,7-0,75 км) и слабого воздействия (до 1,5 км). Ширина буферных зон стрессового воздействия определена согласно документам РосНИИземпроекта [1].

Влияние этого фактора может распространяться на сравнительно большие площади (до 80-90 территории месторождения), но зона сильного воздействия обычно не превышает 10-20% в зависимости от уровня развития промышленной инфраструктуры. В зоне сильного воздействия фактора беспокойства качество пастбищ снижается на 50-60%.

Земельные угодья, попадающие в зону влияния техногенных факторов, выпадают из хозяйственного оборота или значительно снижают свои природные качества. Структуру техногенной зоны составляют:

- промышленные объекты (сооружения, дороги, карьеры, трубопроводы и т.п.);
- зона отчуждения, отводимая при строительстве;
- земельные угодья: замкнутые внутри элементов инфраструктуры (в основном линейными объектами) или изолированные от основных пастбищных массивов;
- нарушенные земли (гари, стройплощадки, захлапленные промышленными отходами участки, колеи и дороги, вырубки леса, карьеры и др.);
- угодья, примыкающие к промышленным объектам и подверженные стрессовому воздействию.

Существует ряд экологических требований к обустройству месторождений на пастбищепригодных землях:

- ширина дороги не должна превышать 10-15 м;
- к объекту должно подводиться не более одной-двух дорог;
- недопущение вырубок леса помимо необходимых при строительстве;
- недопущение разливов нефти более чем на 1% территории при своевременном проведении рекультивации и др.

Но даже при соблюдении всех экологических требований, с началом эксплуатации месторождения потенциальные пастбища в любом случае, выводятся из пастбищеоборота на 15-20 лет, что соответствует сроку воздействия стрессового фактора [6].

На территории Ямбургского месторождения развита обширная производственная инфраструктура, действующая более 15 лет. Значительна также плотность населения. Отмечается густая сеть коммуникаций (железные и автомобильные дороги, временные

вездеходные и тракторные дороги, магистральные и межпромысловые трубопроводы, ЛЭП и др.); площадные сооружениями (п. Ямбург, аэропорт, вахтовые поселки, карьеры, насыпные площадки, шламовые амбары и др.); многочисленные механические нарушения почвенно-растительного покрова, подтопление, песчаные раздувы. В результате на 85% площади месторождения пастбища снизили свое качество, из них на 25% площади – снизили более чем на 50%, а на 10% – полностью его утратили [2].

В ситуации интенсивного освоения и расширения инфраструктуры степень перевыпаса также возрастает, поскольку становится почти невозможно выпасать стада без нарушений зоотехнических и площадных норм. Ненормированный выпас приводит к снижению запасов и продуктивности ценных кормовых растений (кустистых кладоний, ерника, ивы, осок, хвоща), а на наиболее удобных участках кормления – сильному стравливанию пастбищ. Площадь зимних лишайниковых пастбищ на северотаежных месторождениях под воздействием всех антропогенных факторов ежегодно сокращается на 5-7%, а сохранившиеся ягельники утрачивают свои кормовые качества в связи с убыванием до 5% в год наиболее ценных видов лишайников [4]. Лишайниковые тундровые пастбища Тазовского полуострова стравлены весьма значительно.

Таблица 1.

Неблагоприятная динамика качества пастбищ Тюменского Севера

Объекты исследования	Площадь продуктивных пастбищ, %		Оленеёмкость, ол.дн./га		Площади, подверженные воздействию антропогенных факторов, %				Степень снижения качества, %	Качество пастбищ	Сроки восстановления, лет
	зима	лето	зима	лето	природный	мех. нарушение	перевыпас	стрессовый			
Северная тайга											
Пырейное	50	25	12-15	6-9	60	10	20	40	35-40	удовл., местами неудовл.	12-15
Береговое	45	15	10-12	4-9	45-50	15	20-25	45	25-35	удовлетв.	15-20
Субарктические тундры											
Харвута	15	55	5-7	12-15	10	35	30	65-70	45-50	неудовл., местами удовл.	20-25
Ямбург	10	60	3-6	12-17	5	40	35	80	55-60	неудовл.	более 25

В настоящее время все пастбища рассматриваемых территорий находятся под влиянием антропогенных факторов и в различной степени утратили свою природную емкость в размере от 5% до 80% и находятся в стадии восстановления [2,6].

Сопоставив осредненные показатели степени снижения качества пастбищных угодий на месторождениях Тюменского Севера в пределах разных природных подзон (табл. 1) можно видеть неблагоприятную динамику состояния оленьих пастбищ, продолжающуюся дигрессию и сокращение их площади. Дальнейший анализ комплексного воздействия антропогенных факторов на фоне природной продуктивности пастбищ [2] позволит выйти на суммарную балльную оценку их экологического состояния по нормативным документам Минприроды РФ.

Литература

1. Временные методические рекомендации по проведению ресурсной оценки территорий традиционного природопользования районов Корайного Севера. М. РосНИИземпроект-Ин-т оценки прир. рес., фонды Розземкадастр, 2002
2. Зотова Л.И., Дедюсова С.Ю. Карты экологического состояния оленьих пастбищ Тазовского полуострова. Мат-лы VIII научной конф. «Геоинформационное картографирование для сбалансированного территориального развития». Иркутск, 2006, с. 231-234.
3. Методические рекомендации по оценке качества земель, являющихся исконной средой обитания коренных малочисленных народов Севера, Сибири и Дальнего Востока Российской Федерации. -М.: Издательский дом "Русская оценка", 2004. 198 с.

4. Оценка состояния лишайниковых пастбищ северного оленя: Методические рекомендации/РАСХН. Сиб. отд-ние. НИИСХ Крайнего Севера. – Новосибирск, 1991..
5. Северное оленеводство (под ред. В.А. Забродина). – Москва, 1979.
6. Титов Е.А., С.Ю.Дедюсова. Оценка пастбищных ресурсов северотаежных ландшафтов Западной Сибири в зоне перспективного промышленного освоения. / Вестник МАНЭБ. № 8(20). – СПб, 1999, с. 79-83.
7. Эколого-хозяйственная классификация земель Севера, используемых в качестве оленьих пастбищ. - РосНИИземпроект, Ангарское землеустроительное проектно-изыскательское предприятия (главный геоботаник Титов Е.А.). - Братск, 1995.

ВЛИЯНИЕ ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА НА БИОТУ СЕВЕРА ТЮМЕНСКОЙ ОБЛАСТИ.

А.А. Коновалов

Институт проблем освоения Севера, СО РАН, Россия, konov7@rambler.ru

Показаны взаимосвязи основных показателей климата (индексов тепла и сухости, температуры июля и др.) севера Тюменской области, их приблизительное подобие во времени и пространстве. Изучены количественные закономерности влияния потепления климата на биоту в последние 50 лет. Разработана методика прогноза биотических показателей при увеличении сумм положительных температур (индекса тепла). Приведены примеры расчета.

THE IMPACT OF CLIMATE WARMING ON THE BIOTA THE NORTH OF THE TYUMEN REGION.

A. A. Kononov

Institute of problems development of the North, SB RAS, Russia, konov7@rambler.ru

Shows the relationship of the main indicators of climate (indices of heat and dryness, July temperature, etc.) in the Northern Tyumen region, their approximate similarity in time and space. Studied quantitative regularities of the influence of climate warming on the biota in the last 50 years. A technique was developed to predict biotic indices with the increase of heat index. Examples of the calculation.

Введение. В последнее время отмечается потепление климата, основным признаком которого является повышение температуры воздуха, как в теплое время года, так и в среднегодовом выражении. Потепление климата вызывает много негативных последствий, часто катастрофического характера – пожары, наводнения, просадки почвы и т.п. Особенно оно опасно для Севера, где грозит оттаиванием приполярных и подземных льдов, и высвобождением огромных масс воды и газов, защемленных в вечной мерзлоте. В то же время повышение температуры воздуха в условиях достаточного или избыточного увлажнения, что характерно для Севера, положительно влияет на биоту.

Целью настоящей работы является количественная оценка температурной составляющей потепления климата на севере Тюменской области в последние 50 лет и ее воздействия на биоту.

Используемые климатические показатели взяты из справочников 2011 и 1965 годов [7, 9]. По мнению специалистов [1, 8] биота конца XX- начала XI веков примерно соответствует климатическим показателям справочника за 1965 г. Поэтому

достижение поставленной цели сводится к сопоставлению данных этих справочников и анализа результатов.

Север Тюменской области - территория Ямало-Ненецкого и Ханты-Мансийского автономных округов, протяженностью в меридиональном направлении более 1500 км.

Она включает в себя восемь биоклиматических комплексов (БК) [1] - рис.1.

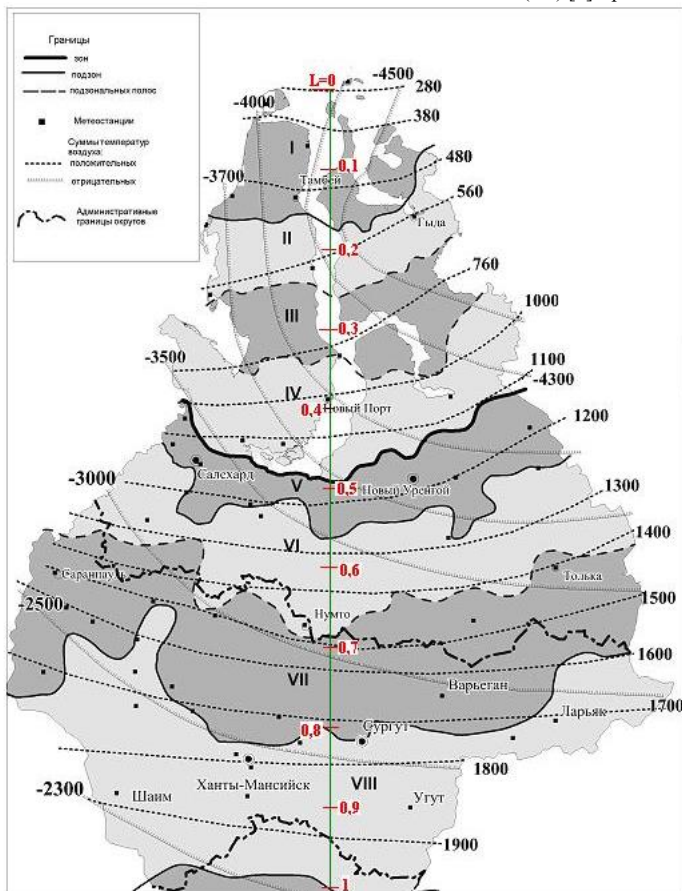


Рис. 1. Биоклиматические комплексы - БК (I – арктическая тундра, II – северная полоса субарктических типичных тундр, III – южная полоса субарктических типичных тундр, IV – субарктические кустарниковые тундры, V – лесотундра, VI – северная полоса северотаежной подзоны, VII – южная полоса северотаежной подзоны), VIII – средняя тайга; суммы положительных (Σ_0) и отрицательных (Σ_{-0}) температур ($^{\circ}\text{C}$) на севере Тюменской обл. Вертикаль $L=1$ – условный меридиан может служить масштабной шкалой с ценой деления ~ 150 км при определении расстояний между изолиниями ЭК.

Качественные показатели биотического богатства и разнообразия севера Тюменской обл. рассмотрены в [1, 4, 6, 8]. В [1, 2, 6] установлены количественные закономерности этих показателей с климатом и распределения по природным комплексам и уровням ранжирования. Эта статья является продолжением и развитием этих работ в части учета изменения климата при оценке биотического многообразия.

Основные показатели климата, их взаимосвязи во времени и пространстве. Главными комплексными показателями климата являются: индекс сухости $J = B/U_T$ (B – годовой радиационный баланс, $\text{ккал}/\text{см}^2$; $U = 0,6 \text{ ккал}/\text{см}^3$ – теплота испарения), соотносящий поступления в почву тепла и влаги, и индекс тепла – сумма положительных температур воздуха Σ_0 , градусосутки ($^\circ\text{C}$), ответственный за поступление.

В зависимости от величины J фитосфера делится на северную (холодную, влажную) и южную (теплую, сухую). Граница между ними лежит в области, где $J \approx 0,95 \dots 1,2$ (в среднем около 1). Автономные округа находятся в северной фитосфере, характеризующейся возрастанием обилия и разнообразия биоты с севера на юг (в южной фитосфере эти показатели наоборот к югу убывают) [2]. Найлены количественные выражения климатических взаимосвязей для условий Тюменской области [3-6], позволяющие по любому известному элементу климата, например, индексам тепла или сухости, или июльской температуре определить и все остальные.

Вообще все элементы климата (ЭК) взаимосвязаны. Благодаря колебательному режиму функционирования, климатическую систему можно представить совокупностью подсистем, состоящих из двух противоборствующих элементов j_1 и j_2 , сумма которых равна 1. Например, при анализе температуры воздуха за j_1 можно принять относительную температуру самого холодного месяца, обычно – января, $j_1 = j_{11} = (0 - t_1) / 2A$, а за j_2 – относительную температуру самого теплого, как правило, июля, $j_2 = j_{17} = (t_7 - 0) / 2A$, где t_1 и t_7 – среднемесячные температуры января и июля, $2A = t_7 - t_1$ – амплитуда (размах) колебаний, 0 – температура на разделе теплого и холодного периодов года, $^\circ\text{C}$. Величина j_{11} , изменяется от 1 в арктической пустыне до 0,5 в области перехода среднегодовой температуры воздуха через 0°C – примерно в подтайге, т.е. за пределами (южнее) рассматриваемой территории. а j_{17} – от 0 в арктической пустыне до 0,5 в подтаежной зоне; в северной фитосфере, т.е. $j_{11} \approx 0,5J$ [2, 4]. Аналогично, в виде холодно-теплых дихотомий, суммы элементов которых равны 1, можно представить продолжительность теплого и холодного периодов года; осадки за теплый и холодный периоды; абсолютную влажность воздуха за самый теплый и самый холодный месяцы и др. В качественном плане все эти относительные климатические оппозиции ведут себя примерно одинаково, монотонно изменяясь в пространстве между 0 и 1, хорошо коррелируя друг с другом и с размерными ЭК [4]. Такого рода, графики, связывающие относительные (нормализованные) величины сумм осадков, температуры воздуха и продолжительности теплого периода года в регионе приведены на рис. 2.

В пределах холодной фитосферы изменение климатических показателей, в частности индекса тепла подобно их пространственному изменению в направлении с севера на юг. За короткое время теплого периода года любое место здесь “пробегаёт” через весь спектр климатических условий – от арктических пустынь и до характерных (устойчивых) для данного места.

В пределах холодной фитосферы изменение климатических показателей, в частности индекса тепла подобно их пространственному изменению в направлении с севера на юг. За короткое время теплого периода года любое место здесь “пробегаёт” через весь спектр климатических условий – от арктических пустынь и до характерных (устойчивых) для данного места.

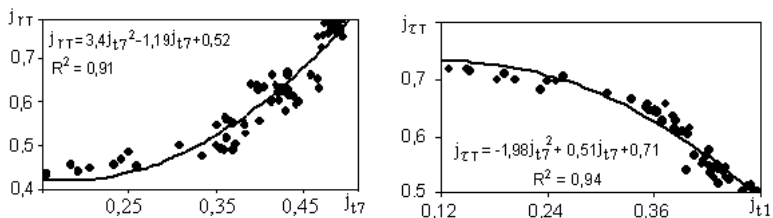


Рис. 2. Зависимости суммы осадков $j_{\text{т}}$ в теплый период года от температуры воздуха в июле $j_{\text{т7}}$ и продолжительности этого периода $j_{\text{т1}}$ от температуры воздуха в январе $j_{\text{т1}}$ (все в относительных величинах).

Индекс тепла, как время или пройденный путь – кумулятивная величина, изменяющаяся только в сторону увеличения. На рис. 3 показан многолетний ход годового индекса тепла Σ_0 *а* - в Сургуте и *б* - в Салехарде, начиная с 1885 г., а также *в* - в Березове (с 1951 г.). А на рис. 3 *з* – ход его роста за эти годы j_{Σ} в тех же пунктах в нормализованных (относительных) величинах [3, 5]. Кривые на рис. 3 *з* почти сливаются.

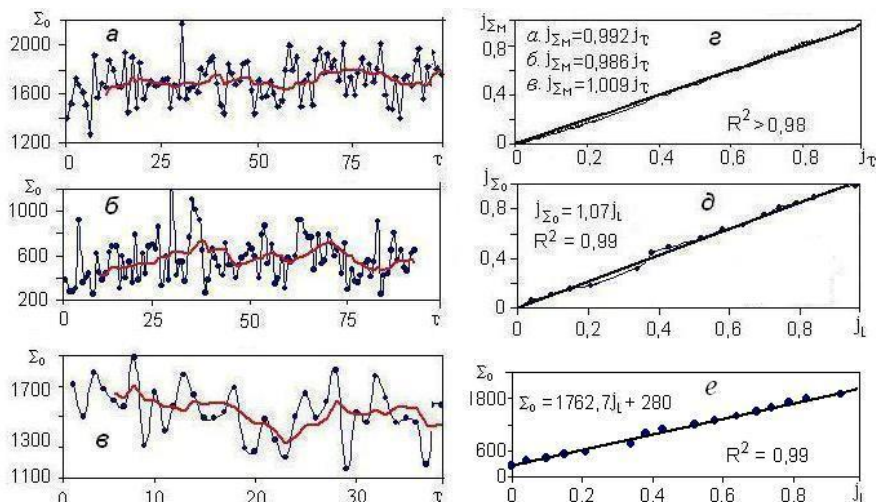


Рис. 3. Ход Σ_0 (гс) во времени τ (годы): *а* - в Сургуте, *б* - в Салехарде и *в* - в Березове; а также зависимость j_{Σ} от $j_{\text{т}}$ - *з*; j_{Σ_0} и Σ_0 от j_L - *д* и *е* (пояснения в тексте).

График на рис. 3 *д* отражает зависимость годового индекса тепла в размерной Σ_0 и безразмерной j_{Σ_0} форме от $j_L = \Delta L/L$ - относительного расстояния по линии *L* на рис.1. Учитывая, что длина *L* составляет примерно 1500 км, выражение Σ_0 на рис. 3 *д* можно записать и в размерном виде. После несложных преобразований получаем:

$$\Sigma_0 = 1,18 l + 280 \quad (1)$$

где l , км – расстояние от северной границы территории.

Из сравнения графиков на рис.3 z и d следует идентичность закономерностей накопления времени, пространственных показателей и сумм положительных температур, их примерная эквивалентность, взаимозаменяемость.

Продемонстрируем приблизительную эквивалентность пространственных и временных координат на примере связи размерной (t_7) и безразмерной (j_{t7}) температур воздуха в июле. График на рис.4 a отражает характер взаимосвязи этих показателей, средних за весь период наблюдений, на 60 метеостанциях севера Тюменской обл. [9], графики на рис.4 b, c – только в Салехарде (b) и Сургуте за 100 лет (с 1885 г.).

Сравнение показывает, что значения t_7 , найденные по обоим последним графикам не сильно отличаются от первого: на 11% в Салехарде и всего на 3% в Сургуте. Т.е., пространственные и временные связи t_7 и j_{t7} примерно идентичны. Из чего следует возможность определения средних величин ЭК обоими способами.

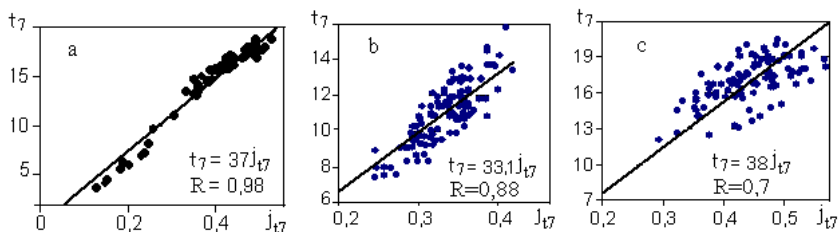


Рис. 4. Зависимость t_7 от j_{t7} по всему северу Тюменской обл. – a , только в Салехарде – b и Сургуте – c .

Потепление климата и его влияние на биоту. В табл.1 приведены средние многолетние значения среднегодовых (t_c) и июльских (t_7) температур воздуха в ряде пунктов на севере Тюменской обл. за периоды до 1965 и до 2011 г.г [7,9]. На рис. 5 показан ход разницы температур за эти сроки Δt_7 и отношения между ними $k = t_{7,a} / t_{7,b}$.

Табл.1 и рис. 5 отражают повсеместную тенденцию к повышению июльских температур воздуха в последние 50 лет: на $0,6 - 1,5^\circ\text{C}$ (в среднем на $1,04^\circ\text{C}$) или на 5-19% (в среднем на 7 % или в 1,07 раза) со средней скоростью: $v_{t7} \approx 1/50 \approx 0,02$ град/год. Каких-либо пространственных (зональных) закономерностей в распределении Δt_7 и k не наблюдается, причем величина k практически не меняется от пункта к пункту. Поэтому принимаем их постоянными для всех БК, равными средним значениям: $\Delta t_7 = 1,04^\circ\text{C}$; $k=1,07$.

Что касается среднегодовых температур, то на большей части региона они также повышаются, за исключением островов и побережья Карского моря (о. Белый и м. Харасавэй), где наблюдается некоторое их понижение [7, 9].

С помощью уравнения зависимости Σ_0 от t_7 (на рис.3), найдем средние величины повышения индекса тепла $\Delta \Sigma_0$ за 50 лет и его скорости:

$$\Delta \Sigma_0 = 88,8 \cdot \Delta t_7 = 88,8 \cdot 1,04 = 92 \text{ гс}; \quad v_{\Sigma_0} \approx 92/50 \approx 1,84 \text{ гс/год} \quad (2)$$

Величина отношения индексов тепла за эти годы - k остается равной 1,07. Ниже эти цифры использованы для оценки влияния потепления климата на биоту.

Детальное исследование количественной зависимости биоты севера Тюменской обл. от климата выполнено в [2, 6]. Выявлены зональные закономерности распределения таксонов флоры и фауны. Получены формулы их связи с

климатическими показателями. Переход от Σ_0 к биотическим показателям осуществляется по формуле:

$$Y = A\Sigma_0 + B \quad (3)$$

где Y - общее обозначение биотических показателей, A и B – численные коэффициенты, равные: 0,115 и 285 для флоры; 0,176 и 49,8 для фауны; 0,006 и 0 для продукции.

Таблица 1. Средние значения t_c и t_7 за периоды времени до 2011 (а) и 1965г.(b) и их изменения за 50 лет на севере Тюменской обл..

№	Пункт	$t_{c,a}, 2011$	$t_{c,b}, 1965$	$t_{7,a}, 2011$	$t_{7,b}, 1965$	$k=t_{7,a}-t_{7,b}$	$/ \Delta t_7=t_{7,a}-t_{7,b}$
1	о.Белый	-11,7	-10,4	4,9	4,1	1,19	0,8
2	м.Харасавэй	-10,5	-9,8	6,6	5,5	1,2	1,1
3	Тазовский	-8,6	-9,3	14,5	13,4	1,08	1,1
4	Сидоровск	-8	-8,5	15,6	14,6	1,07	1
5	Н.Порт	-7,8	-9,4	12,2	11	1,11	1,2
6	Ямбург	-6,3	-6,9	14,3	13	1,1	1,3
7	Салехард	-6,3	-6,4	14,7	13,8	1,06	0,9
8	Халесавэй	-5,3	-5,8	17,2	15,9	1,08	1,3
9	Тарко-Сале	-6	-6,7	16,4	15,4	1,06	1
10	Яр-Сале	-7,3	-7,5	14,4	13,2	1,09	1,2
11	Надым	-5,9	-6,6	15,9	14,7	1,08	1,2
12	Березово	-3,1	-3,8	16,4	15,8	1,04	0,6
13	Сургут	-2,9	-3,1	17,5	16,9	1,04	0,6
14	Няксимволь	-2,2	-1,2	17,3	15,8	1,09	1,5
15	Х.-Мансийск	-0,8	-1,4	18,3	17,5	1,05	0,8

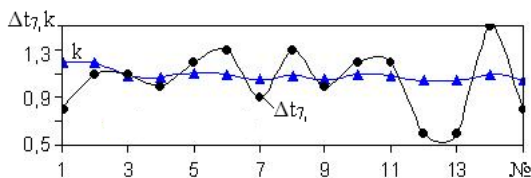


Рис. 5. Значения Δt_7 и k на севере Тюменской обл. (№ -номера пунктов по табл.1

В табл. 2 приведены значения индекса тепла за периоды наблюдений до 1965 г. (числители) и до 2011 г (знаменатели) и соответствующие им величины видового богатства. Числители взяты из [9], знаменатели вычислены следующим образом. Сначала рассчитан знаменатель в первой строке табл.2 ($\Sigma_{0,2011}$) путем прибавления к числителю величины $\Delta\Sigma_0 = 92$ гс или умножением ее на $k = 1,07$. Знаменатели в других строчках табл.1 – продукция и количества видов флоры и фауны, соответствующие $\Sigma_{0,2011}$, рассчитаны по формуле (3) при подстановке в нее $\Sigma_{0,2011}$

Судя по данным табл. 2, потепление климата вызвало увеличение продукции растительного покрова и видового состава биоты в 1,03 – 1,07 раза (или на 3-7 %). Приведенные цифры характеризуют теоретически возможное (потенциальное) увеличение видового богатства, обусловленное повышением индекса тепла за последние 50 лет. Для комплексной оценки изменения биоразнообразия необходимо

учитывать роль хозяйственной деятельности человека, как правило, негативно влияющей на биоту.

Таблица 2. Индексы тепла (Σ_0), гс; продукция (Pr, т/га·год); число видов растений (N_p) и животных ($N_{ж}$) в разных БК (по рис.1), соответствующие климатическим показателям наблюдаемым до 1965 г (числитель) и до 2011 г. (знаменатель).

БК	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Σ_0	340/364	439/470	658/684	877/938	1097/1174	1316/1408	1536/1644	1700/1819
Pr	2/2,2	2,6/2,8	3,9/4,2	5,3/5,6	6,6/7	7,9/8,4	9,2/9,9	10,2/10,9
N_p	326/326	338/339	364/365	390/393	417/420	449/447	469/474	480/494
$N_{ж}$	110/114	127/133	166/170	204/215	243/256	281/298	316/339	324/370

Литература

1. И.С.Ильина, Е.И. Лапшина, Н.Н.Лавренко и др. Растительный покров Западно- Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1985. 250 с.
2. А.А.Коновалов, С.Н.Гашев, М.Н.Казанцева. Распределение и иерархия биотических таксонов на территории Тюменской области // Аграрная Россия. 2013, 4, с. 48-57.
3. А.А.Коновалов. К теории обобщения параметров природных систем. Вестник кибернетики, 4, ИПОС СО РАН, 2014, с.22-33.
4. А.А.Коновалов, С.Н.Иванов. Реконструкция истории климата по групповым палиноспектрам на примере Западной Сибири. Saarbrucken, Germany. Palmarium academic publishing, 2012. 119 с.
5. А.А.Коновалов. Закономерности функционирования природных систем. Saarbrucken, Germany. Palmarium academic publishing, 2015. 67 с.
6. А.А. Коновалов, В.А.Глазунов, Д.В.Московченко, С.Н. Гашев., А.А.Тигеев. Аппроксимации климатической зависимости биоты на севере Тюменской области. Вестник кибернетики. 2015, 1, с. 11-22.
7. Научно-прикладной справочник “Климат России, 2011” [Электронный ресурс]. Режим доступа: aisori.meteo.ru/Clspr
8. О.В.Рёбристая. Флора полуострова Ямал. Современное состояние и история формирования. СПб.: Изд-во СПбГЭТУ «ЛЭТИ», 2013. 312 с.
9. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометиздат, вып. 17, ч. I и II, 1965-1966, 276 с.

ВЛИЯНИЕ ПРИРОДНЫХ ФАКТОРОВ НА РАСТЕНИЯ ТУНДРОВОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А.О. Кузнецова

Институт криосферы Земли СО РАН, Россия, г. Тюмень; mouse132008@gmail.com

Данная работа посвящена обзору данных о ботаническом составе растительности тундровой зоны Западной Сибири. Выполнен анализ влияния различных природных факторов на условия произрастания растений, для оценки изменения природных условий в голоцене.

THE INFLUENCE OF ENVIRONMENTAL NATURAL FACTORS ON PLANTS IN THE TUNDRA ZONE OF WESTERN SIBERIA

A.O.Kuznetsova

The Earth cryosphere Institute SB RAS, Russia, Tyumen, mouse132008@gmail.com

This work is devoted to a review of data on Botanical composition of the tundra zone vegetation of Western Siberia. The the influence of various environmental factors on the plants growing conditions to assess changes in natural conditions in the Holocene is analyzed.

Территория Западной Сибири занимает площадь более 2,5 млн. км². Здесь расположены крупнейшие залежи нефти, газа, торфа и других ископаемых. Около половины общей площади Западной Сибири покрыто болотами [1]. Болота играют значительную роль в круговороте углерода. Эти экосистемы смягчают "парниковый эффект" за счет накопления углерода в виде органического вещества (торфа) на длительный период. Величина линейного прироста торфа зависит от комплекса таких факторов, как климатические, орографические, гидрологические. На скорость торфонакопления влияет соотношение элементов теплового и водного балансов, определяющее величину биологической продуктивности и интенсивность аккумуляции [14]. Несмотря на чрезвычайную важность болот в формировании потоков (эмиссии и стока) парниковых газов, они не достаточно изучены в тундровой зоне Западной Сибири.

Начало и развитие болотообразования на Западно-Сибирской равнине относится только к голоцену 10-12 тыс. лет. Самое древнее отложение на территории Западной Сибири оценено в $9\,900 \pm 100$ лет [14]. Характер взаимодействия болот и окружающей среды менялся на протяжении этого времени. Первые очаги заболачивания занимали обводненные депрессии, заполненные талыми и речными водами [19]. Климат в первой половине голоцена был теплым, а во второй – прохладным, что способствовало развитию болотообразовательного и других процессов и явлений [22].

Изучение растительного покрова болот дает знание исходных материнских группировок для тех или иных видов торфа, понимание глубокого диалектического единства болотной растительности и экологических условий на болотах: растительный покров, зависящий от экологических условий, обеспечивает относительное постоянство этих условий на болотах и относительную независимость болот от внешних воздействий. Современная растительность болот является основой их природного районирования, необходимого для дифференцированного в разных районах подхода к их освоению. Знание закономерностей развития болотных фитоценозов за время существования болот – ключ для выработки научно обоснованных прогнозов как естественного развития болот [18], так и новообразований мерзлоты связанной с торфяниками.

Тундровая зона в пределах Западно-Сибирской равнины занимает широкую полосу (более 750 км) и охватывает Ямало-Гыданскую область, характеризующуюся суровым климатом и относительно высокой влажностью. В связи с открытием на территории этой области нефтегазоносных месторождений началось ее более интенсивное освоение, которое требует всестороннего изучения природных условий.

Данная область располагается целиком внутри границ морской бореальной трансгрессии и представляет собой низменную плоскую равнину, постепенно опускающуюся в сторону Карского моря [20]. Равнинный рельеф является результатом значительной увлаженности и обводненности территории с замедленным стоком и малым врезом местной речной сети. Положительный баланс влаги, неглубокое залегание многолетней мерзлоты, широкое развитие термокарста в условиях преимущественно горизонтального и субгоризонтального залегания пластов осадочных пород приводят к сильному заболачиванию и заозерности поверхности [2].

Тундра представляет зону наиболее активного проявления термокарста. Так же она оказывается и зоной очень широкого распространения полигональных грунтов. Грунты с полигонами, очерченные морозобойными трещинами и трещинами усыхания,

начинают встречаться с южной границы лесотундры и большего развития достигают в арктической тундре [20].

Полигональные болота подразделяются на валиковополигональные, вогнутополигональные и плоскополигональные. Все это разные стадии развития полигонов, зависящие от их возраста и степени увлажнения. Для валиковополигонального типа болот характерно присутствие лишайников, отчасти сфагновых, политриховых и дикрановых мхов, карликовой березы, осок и злаков. Растительный покров вогнутополигональных болот образован осоками, пушицей и гипновыми мхами. В южной тундре распространены плоскополигональные болота, в торфяной толще которых встречаются пни и стволы лиственницы и ели, а также травянистых растений, ныне в тундре не растущих [20]. Что еще раз доказывает изменение климата в голоцене.

Суровые климатические условия, устойчиво существовавшие на протяжении длительной геологической эпохи, предопределили сплошное по площади распространение низкотемпературных многолетнемерзлых пород (ММП), оказывающих большое влияние на распределение растительного покрова. По причине разорванности растительного покрова, морозобойных трещин и процессов солифлюкции крутые склоны в тундре, нередко изрезаны оврагами [17].

Снежный покров, мощность которого, зависит от количества осадков, рельефа, силы и направления ветра, оказывает большое влияние на развитие растительности: является защитой для растений в зимнее время, играет важную роль как регулятор увлажнения в летнее время, а так же определяет высоту растений. Поэтому распределение снежного покрова непосредственно сказывается на распределении и состоянии растительности [2].

Многолетняя мерзлота оказывает большое влияние на распределение растительного покрова, так же и растительность, в свою очередь, защищает поверхность почвы от воздействия солнечных лучей, предохраняя ее от таяния. Интенсивность солифлюкционно-гравитационных процессов заметно возрастает, когда нарушается целостность почвенно-растительного покрова. Почва лучше прогревается там, где растительный покров отсутствует. С одной стороны, мерзлота не является препятствием для развития растительного покрова, так как величина сезонного протаивания вполне достаточна для развития корневой системы тундровых растений. В то же время она, задерживая влагу вблизи поверхности, способствует переувлажнению почвы. Вследствие низких температур почвы растения эту влагу не в состоянии усвоить, поэтому тундры сильно заболочены [2].

Тундровые почвы кислые, бедные основаниями, с ничтожными запасами питательных веществ. Расположенные над многолетней мерзлотой грунтовые воды ультрапресные, гидрокарбонатные, с содержанием минеральных солей в пределах 0,1 – 0,15 г/л [20]. Их особенностью является то, что они существуют только в теплый период года и представляют собой воды, образовавшиеся в результате насыщения слоя сезонного оттаивания грунта талыми и дождевыми водами [11].

Растительный покров тундр образован мхами, лишайниками, травянистыми растениями, кустарничками и отчасти кустарниками. Все они низкорослы и прижаты к земле, где используют тепло верхних горизонтов почвы и приземного слоя воздуха. Из-за краткости вегетационного периода в составе тундровых растений преобладают многолетники, среди них есть вечнозеленые. Очень распространены в тундре стланиковые и подушковидные формы растений [20].

На тундровой области Западной Сибири выражены все три подзоны тундры: арктическая, типичная (мохово-лишайниковая) и южная (кустарниковая).

Арктические тундры распространены на севере Ямало-Гыданской области на полуостровах Ямал, Гыданский и о-вах арктического шельфа (Белый, Шокальского и др.). Эта зона характеризуется наиболее суровым климатом - период с положительными температурами воздуха длится около 3 месяцев. В районе пос. Тамбей насчитывается 120 видов сосудистых растений, а на Гыданском полуострове – более 180.

Флора имеет ярко выраженный характер и представлена арктическими и арктоальпийским видам [17]. Разреженные мохово-лишайниковые с участием кустарничков тундровые группировки чередуются на низменностях с крупными массивами полигональных гипновых болот [20]. Наиболее часто встречающиеся виды представлены в таблице 1.

Табл. 1

Вид	Условия	Сухие	Влажные	Переувлажнен ные
Лишайники				
<i>Alectoria ochroleuca</i> (Hoffm.) Mass.		+		
<i>Cetraria delisei</i> (Bory) Th. Fr.		+		
<i>Cetraria nivalis</i> (L.) Ach.		+		
<i>Cornicularia divergens</i> Ach.		+		
<i>Cladonia gracilis</i> (L.) Willd.		+		
<i>Cladonia mitis</i> (Sandst.) Mong.		+		
<i>Cladonia rangiferina</i> (L.) Web.		+	+	
Мхи				
<i>Aulacomnium tigrinum</i> (Wahlenb.) Schwaegr.		+	+	
<i>Aulacomnium palustre</i> (Hedw.) Schwaegr.			+	+
<i>Dicranum elongatum</i> Schleich. ex Schwägr.		+	+	
<i>Drepanocladus uncinatus</i> (Hedw.) Warnst.		+	+	
<i>Hylocomium splendens</i> (Hedw.) B. S. G.		+		
<i>Racomitrium canescens</i> (Hedw.) Brid.		+	+	
<i>Racomitrium hypnoides</i> Lindb.		+		
<i>Polytrichum strictum</i> Sm.		+	+	
<i>Tomenthypnum nitens</i> (Hedw.) Loeske		+	+	
Травы, кустарнички и кустарники				
<i>Arctophila fulva</i> (Trin.) Anderss.				+
<i>Carex ensifolia</i> ssp. <i>arctisibirica</i> Jurtzev.		+		
<i>Carex rotundata</i> Wahlenb.				+
<i>Carex stans</i> Drej.				+
<i>Dupontia fisheri</i> R. Br.			+	
<i>Dryas octopetala</i> L.		+	+	
<i>Eriophorum angustifolium</i> Roth.				+
<i>Eriophorum scheuchzeri</i> Hoppe.				+
<i>Hierochloe pauciflora</i> R. Br.				+
<i>Salix nummularia</i> Anderss.		+		
<i>Salix rotundifolia</i> Trautv.		+		
<i>Saxifraga hirculus</i> L.			+	+
<i>Saxifraga punctata</i> L.			+	

Типичные (мохово-лишайниковые) тундры расположены к югу от подзоны арктических тундр и занимают центральный Ямал, север Тазовского полуострова и

большую часть Гыданского [17]. В этой зоне развиты моховые и лишайниковые тундры. Моховые тундры формируются на суглинистых дренированных грунтах, более или менее хорошо защищенных зимой снежным покровом. Лишайниковые тундры свойственны сухим участкам с песчаным и щебнистым грунтом, с маломощным снежным покровом. В сходных с лишайниковой тундрой местоположениях встречается кустарничковая тундра [20].

Табл.2

Вид \ Условия	Сухие	Влажные	Переувлажненные
Лишайники			
<i>Cetraria cucullata</i> (Bell.) Ach.	+	+	
<i>Cetraria islandica</i> (L.) Ach.	+	+	
<i>Cladonia gracilis</i> (L.) Willd.	+		
<i>Cladonia elengata</i> (Jacq.) Hoffm.	+		
<i>Cladonia mitis</i> (Sandst.) Mong.	+		
<i>Cladonia rangiferina</i> (L.) Web.	+	+	
<i>Peltigera canina</i> (L.) Willd.	+	+	
Мхи			
<i>Aulacomnium tigrum</i> (Wahlenb.) Schwaegr.	+	+	
<i>Aulacomnium palustre</i> (Hedw.) Schwaegr.		+	+
<i>Dicranum elongatum</i> Schleich. ex Schwägr.	+	+	
<i>Dicranum congestum</i> Brid.	+	+	
<i>Drepanocladus exannulatus</i> (Schimp.) Warnst.		+	+
<i>Hylocomium splendens</i> var. <i>alaskanum</i> (Lesq. et James) Limpr.	+	+	
<i>Polytrichum commune</i> Hedw.		+	
<i>Polytrichum strictum</i> Sm.		+	+
<i>Ptilidium ciliare</i> (L.) Hampe.	+	+	
<i>Racomitrium canescens</i> (Hedw.) Brid.	+	+	
<i>Sphagnum lenense</i> H.Lindb. ex L.I.Savicz.		+	+
<i>Sphagnum Warnstorffii</i> Russ.		+	+
<i>Tomenthypnum nitens</i> (Hedw.) Loeske	+	+	
Травы, кустарнички и кустарники			
<i>Arctagrostis latifolia</i> (R.Br.) Griseb.		+	
<i>Betula nana</i> L.		+	
<i>Carex hyperborean</i> Drej.		+	
<i>Carex stans</i> Drej.			+
<i>Dryas octopetala</i> L.	+	+	
<i>Eriophorum angustifolium</i> Roth.			+
<i>Ledum decumbens</i> (Ait.) Lodd.		+	
<i>Poa arctica</i> R.Br.	+	+	
<i>Ranunculus borealis</i> Trautv.	+	+	
<i>Salix glauca</i> L.	+	+	
<i>Salix lanata</i> L.		+	+
<i>Senecio arcticus</i> Lam.		+	
<i>Valeriana capitata</i> Pall.		+	

Южные тундры занимают южную часть Ямало-Гыданской области. В данной подзоне климатические условия благоприятнее, поэтому вегетационный период

заметно длиннее, чем в предыдущих подзонах. Снежный покров залегает более равномерно, прикрывая кустарниковый ярус, защищая надземную часть растений от зимних холодов. Отличительной особенностью южных (кустарниковых) тундр является широкое развитие в растительном покрове кустарников, низкорослых ив и березок [17]. Заросли с преобладанием березок известны под названием ерника. Ландшафтное значение приобретают здесь сфагновые и травяно-гипновые болота с буграми мерзлотного происхождения [20].

Табл.3

Вид	Условия	Сухие	Влажные	Переувлажненные
Лишайники				
<i>Alectoria ochroleuca</i> (Hoffm.) Mass.		+		
<i>Cetraria cucullata</i> (Bell.) Ach.		+	+	
<i>Cetraria islandica</i> (L.) Ach.		+	+	
<i>Cladonia alpestris</i> (L.) Rabenh.		+	+	
<i>Cladonia gracilis</i> (L.) Willd.		+		
<i>Cladonia mitis</i> (Sandst.) Mong		+		
<i>Cladonia rangiferina</i> (L.) Web.		+	+	
<i>Cornicularia divergens</i> Ach.		+		
<i>Peltigera aphthosa</i> (L.) Willd.		+		
<i>Thamnia vermicularis</i> (Sw.) Schaer.		+		
Мхи				
<i>Aulacomnium tigrum</i> (Wahlenb.) Schwaegr.		+	+	
<i>Dicranum fuscescens</i> var. <i>congestum</i> (Brid.)				+
<i>Drepanocladus vernicosus</i> (Mitt.) Warnst.			+	
<i>Hylocomium splendens</i> var. <i>alascanum</i> (Lesq. et James) Limpr.		+	+	
<i>Pleurozium schreberi</i> (Brid.)		+	+	
<i>Ptilidium ciliare</i> (L.) Hampe.		+	+	
<i>Sphagnum girgensohnii</i> Russow.			+	
<i>Sphagnum lenense</i> H.Lindb. ex L.I.Savicz.			+	+
<i>Sphagnum magellanicum</i> Brid.				+
<i>Sphagnum squarrosum</i> Crome in Hoppe			+	+
<i>Sphagnum russowii</i> Wils.				+
<i>Sphagnum Warnstorffii</i> Russ.			+	+
<i>Tomenthypnum nitens</i> (Hedw.) Loeske		+	+	
Травы, кустарнички и кустарники				
<i>Alnaster fruticosus</i> (Rupr.) Ledeb.		+	+	
<i>Arctagrostis latifolia</i> (R. Br.) Griseb.			+	
<i>Carex ensifolia</i> ssp. <i>arctisibirica</i> Jurtzev.		+		
<i>Carex hyperborean</i> Drej.			+	
<i>Carex stans</i> Drej.				+
<i>Empetrum hermaphroditum</i> (Lange) Hager.		+	+	
<i>Eriophorum angustifolium</i> Honck.				+
<i>Festuca ovina</i> L.		+		
<i>Ledum decumbens</i> (Ait.) Lodd.		+	+	
<i>Ledum palustre</i> L.			+	+
<i>Pedicularis sudetica</i> Willd.			+	
<i>Rubus chamaemorus</i> L.			+	

<i>Salix glauca</i> L.	+	+	
<i>Salix nummularia</i> Anderss.	+		
<i>Salix lanata</i> L.		+	+
<i>Salix lapponum</i> L.		+	
<i>Salix phylicifolia</i> L.		+	
<i>Vaccinium vitis-idaea</i> L.	+	+	
<i>Vaccinium uliginosum</i> L.	+	+	
<i>Valeriana capitata</i> Pall.		+	

Сфагновые мхи могут служить индикаторами кислотности субстрата. Как видно из таблиц в арктических тундрах полностью отсутствуют сфагновые мхи, а в типичных и южных тундрах число видов и приверженность к кислой среде возрастает. Например, *Sphagnum Warnstorffii*, произрастающий в типичной тундре, предпочитает слабо кислую среду. А в южных тундрах уже приобретает большее распространение виды требующие кислую среду, такие как *Sphagnum squarrosum*, *Sphagnum girgenschnii*, *Sphagnum russowii* и др. Так же произрастание на территории арктической тундры *Saxifraga hirculus* указывает на нейтральную среду.

Для сфагновых мхов так же, как и для цветковых растений, можно принять, что мхи, растущие в сильнокислой среде, приурочены и к субстрату с минимальным содержанием солей, в частности, извести, и являются олиготрофными. Виды же, растущие в среде слабокислой или нейтральной, более требовательны к минеральным солям и являются более или менее эвтрофными [15]. Из этого следует, что виды растений, произрастающие в арктической тундре, являются эвтрофными, при движении на юг возрастает олиготрофность растительных сообществ.

Наличие большого количества влаголюбивых растений, объясняется преобладанием избыточного увлажнения почвы снеговыми и дождевыми водами над испарением, наличием водоупора мерзлых пород под сезонно-талым слоем и недостаточным стоком.

Литература

1. Абрамова Т.Г. Типы болот СССР. Ленинград: Изд-во Наука, 1974. С.167.
2. Аверина И.М., Говоруха Л.С., Шпайхер А.О. Ямало-Гыданская область (физ.-геогр. характеристика). Л.: Гидрометеиздат. 1977. С.309.
3. Алексеев Я.Я. Определитель растений 2-е изд., исправленное и дополненное. Смоленск: Смоленский Педагогический институт им. К. Маркса, 1938. С.260.
4. Беляева И.В., Епанчинцева О.В., Шаталина А.А. и др. Ивы Урала: атлас-определитель. Екатеринбург: УрО РАН. 2006. С.177.
5. Вакар Б.А. Определитель растений Урала. 2-е издание, исправленное и дополненное. Свердловск: Средне-Уральское Книжное Изд-во. 1964. С.415.
6. Василевская В.Д., Иванов В.В., Богатырев Л.Г. Почвы севера Западной Сибири. М.: Изд-во Московского университета. 1986. С. 229.
7. Гарибова Л.В., Дундин Ю.К., Коптяева Т.Ф. Водоросли, лишайники и мохообразные СССР. М.: Мысль. 1978. С.365.
8. Домбровская А.В., Шляков Р.Н. Лишайники и мхи севера европейской части СССР. Л.: Наука. 1967. С.182.
9. Егорова Т.В. Осоки (*Carex* L.) России и сопредельных государств (в пределах бывшего СССР). Санкт-Петербург: Санкт-Петербургская государственная химико-фармацевтическая академия. 1999. С.772.
10. Елекин А.А. Определители растений: мхи и лишайники. Л.: Библиотека журнала "В мастерской природы". 1930. С.180.
11. Иванова К. Е., Новикова С. М. Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим. Л.: Гидрометеиздат, 1976. С.447.
12. Игнатов М.С., Игнатова Е.А. Флора мхов средней части европейской России. Том 1. М.: КМК. 2003. С.608.

13. Игнатов М.С., Игнатова Е.А. Флора мхов средней части европейской России. Том 2. М.: КМК. 2004. С.352.
14. Инишева Л.И., Березина Н.А. Возникновение и развитие процесса заболачивания на Западно-Сибирской равнине. // Вестник Томского государственного университета. 2013. № 366. С.172.
15. Кац Н.Я. Болота и торфяники. М.: УЧПЕДГИЗ. 1941. С.403.
16. Кац Н.Я., Кац С.В., Скобеева Е.А. Атлас растительных остатков в торфах. М.: Недра. 1977. С.376.
17. Козин, В. В. Ландшафтно-экологическая среда Западной Сибири [Текст]: учебное пособие. Ч. 1. Ямало-Гыданская область / В. В. Козин. Тюмень: Изд-во Тюменского государственного университета. 2007.С.144.
18. Лисс О.Л. Болота Западно-Сибирской равнины. М.: Изд-во МГУ. 1981. С.206.
19. Лисс О.Л., Березина Н.А. О взаимодействии болот и окружающей среды (на примере центральной части Западно-Сибирской равнины).//Сб. статей: Значение болот в биосфере. М.: Недра, 1978. С.175.
20. Мильков Ф.Н. Природные зоны СССР. М.: Мысль. 1977. С.293.
21. Положий А.В., Ревушкин А.С., Баранова В.В. Определитель растений томской области. Учебное пособие. Томск: Изд-во Томского университета. 1985. С.211.
22. Природные условия центральной части Западно-Сибирской равнины; Под ред. Добровольского Г.В. М.: Изд-во Московского университета. 1977. С.31.
23. Пьявченко Н.И. Торфяные болота, их природное и хозяйственное значение. М.: Наука. 1985. С.152.
24. Раковский В.Е., Пигулевская Л.В. Химия и генезис торфа. М.: Недра. 1978. С.231.
25. Сысо А.И. Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2007. С.274.

КОМПЛЕКСНЫЙ ПОДХОД К ВЫЯВЛЕНИЮ РАЗНООБРАЗИЯ И ЧИСЛЕННОСТИ БАКТЕРИЙ В ОБЪЕКТАХ КРИОСФЕРЫ

А.Л. Мулюкин¹, Д.А. Складнев¹, В.В. Сорокин¹, А.В. Брушков², В.Ф. Гальченко¹

¹Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, Федеральный исследовательский центр «Фундаментальные основы биотехнологии» Российской академии наук, Москва, Россия; andlm@mail.ru

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

Данное сообщение посвящено методологии изучения разнообразия бактерий и их численности в малоисследованных объектах криосферы: мерзлых отложениях из-под ледяного щита (оз. Унтерзее, Восточная Антарктида) и вечномерзлого аллювия Мамонтовой горы (р. Алдан, Якутия). Предлагаемый подход основан на применении молекулярных методов (FISH, филогенетического анализа 16S рРНК), прямых и культуральных методов учета бактерий и оценке их физиологического состояния. Полученные данные расширяют представления о биологическом потенциале сообществ вечной мерзлоты.

COMBINED APPROACH TO REVEAL BACTERIAL DIVERSITY AND ABUNDANCE IN PERMAFROST

A.L. Mulyukin¹, D.A. Skladnev¹, V.V. Sorokin¹, A.V. Brouchkov², V.F. Galchenko¹

¹Winogradsky Institute of Microbiology, Research Center of Biotechnology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; andlm@mail.ru

²Lomonosov Moscow State University, Geology Faculty; Moscow, Russia

This communication has a focus on the methodology to study bacterial diversity and abundance in unexplored permafrost environments: subglacial sediments at the Lake Untersee (East Antarctica) and ancient alluvial sediments (Mammoth Mountain, East Siberia). Along with culture-independent methods (FISH and metagenomics), cultivation-based counting, and phylogenetic 16S rRNA analysis, we used the novel approach to appraise the physiological state of microbial cells based on direct microscopy analysis of their morphology and elemental composition. Taken together, the obtained data significantly contribute to gaining insight into biological potential in permafrost.

Изучение микробной компоненты в вечномёрзлых экосистемах Арктики и Антарктики становится особенно актуальным в связи с потенциальной угрозой глобального потепления. Выявление разнообразия и таксономической структуры микробных сообществ и численности бактерий представляет фундаментальный интерес для ответа на вопрос о длительности сохранения микробной жизни. Для многих объектов криосферы характерно сочетание нескольких экстремальных факторов (низких температур, дефицита источников энергии, макро- и микроэлементов, малого протока и массообмена), способствующих длительной консервации микроорганизмов. За три десятилетия достигнут существенный прогресс в изучении микробного разнообразия различных вечномёрзлых экосистем криосферы [1–10]. Однако целый ряд уникальных и древних объектов геокриосферы остается не охваченным микробиологическими исследованиями.

В наших исследованиях образцы пермафроста (мерзлые отложения из-под ледяного щита) были отобраны в 2011 г. в Восточной Антарктиде (оз. Унтерзее, ст. Новолазаревская) и в Якутии (вечномёрзлый аллювий Мамонтовой горы вблизи р. Алдан, Якутия) в 2009 и 2014 гг.

Информация об эффективности выживания микроорганизмов в этих и многих других объектах криосферы явно недостаточна, в том числе, потому, что применение традиционных методов микробиологии (высев на питательные среды и культивирование при стандартных условиях) не обеспечивает полноту учета выживших микроорганизмов. Расхождение между численностью бактериальных клеток, учитываемых по количеству выросших колоний, и их общей численностью, оцениваемой микроскопическими методами, хорошо известно практически для всех природных мест обитания микроорганизмов [11–14]. В связи с неполнотой учета не только численности, но и филогенетического состава микробных сообществ в природных экосистемах, важную информацию о не выявляемой традиционными методами некультивируемой микробной компоненте дают молекулярно-биологические методы и особенно метагеномика [15–17]. При этом очевидна необходимость разработки подходов, направленных на подбор специальных условий, обеспечивающих возможность реверсии «некультивируемых» микроорганизмов к росту [18, 19] и более полный учет численности выживающих микробных клеток.

Комплексный подход к выявлению разнообразия и численности бактерий в объектах криосферы был отработан на примере образцов мерзлых грунтов в месте схода материкового ледника к оз. Унтерзее. С применением метода FISH с олигонуклеотидными зондами на различные группы прокариот было доказано наличие представителей *Eubacteria* (в том числе, филумов *Actinobacteria* и *Firmicutes*) и *Archaea*. Показатели общего числа потенциально жизнеспособных клеток (по результатам прямых микроскопических подсчетов с прокрашиванием Live/Dead) варьировали в пределах $10^7 - 5 \times 10^8$ кл/г. Бактерии в образцах были представлены одиночными неделившимися клетками в виде кокков и прямых или изогнутых палочек, а также их скоплениями. Часть клеток во фракциях была адсорбирована на мелких минеральных частицах и поддавалась выявлению только методом флуоресцентной микроскопии. При этом численность колониеобразующих клеток (КОЕ) аэробных гетеротрофных

мезофильных бактерий, выявленная с использованием посевов на питательные среды, варьировала в пределах $10^4 - 6.5 \times 10^5$ КОЕ/г, т.е. на 3–4 порядка ниже общей численности потенциально жизнеспособных клеток [20].

Показатели численности колониеобразующих клеток в подледниковых грунтах были сопоставимы с данными, полученными для мерзлых почв, отложений, водорослевых матов [21–23], и были ниже, чем в глубокомерзлых слоях и ледниковой толще Антарктиды [1, 2, 13, 24]. Расхождение между численностью культивируемых клеток и показателями общего числа микроорганизмов могло быть обусловлено несколькими причинами, в том числе, нахождением клеток микробного сообщества в покоящемся состоянии в виде цистоподобных форм [25, 26]. Для их реверсии к активному росту необходимы специальные процедуры реактивации [27, 28], которые были применены и предусматривали оценку численности бактерий методом предельных разведений по росту в жидких средах разного состава. Так, численность жизнеспособных клеток в образцах подледникового грунта, выявленных этим методом, составляла $10^6 - 10^8$ кл/г и уже была сопоставима с общей численностью клеток (микроскопический подсчет) [20]. Эти данные согласуются с результатами других исследований мерзлых почв и вечномерзлых отложений [28, 29].

Хотя применение разных вариантов плотных сред не отразилось на эффективности учета численности колониеобразующих клеток, оно позволило выявить большее разнообразие бактерий в образцах антарктического подледникового грунта. Так, колонии, выросшие на почвенном агаре, были представлены неспорообразующими бактериями с морфологией кокков и изогнутых, булавовидных и ветвящихся палочек. Разнообразие микроорганизмов при посевах этого же образца на богатой агаризованной среде было существенно меньше: обнаруживались, в основном, спорулирующие клетки и подвижные неспоровые палочки.

Недавно проведенные исследования 25 изолятов бактерий, выделенных из образцов подледникового грунта в чистую культуру, показали преобладание среди них неспорообразующих бактерий, причем лишь немногие были представлены бациллами. По результатам филогенетического анализа 16S рРНК установлено родство ряда отобранных изолятов (на уровне 100%) актинобактериям *Rhodococcus fascians*, *Arthrobacter antarcticus*, *Arthrobacter sulfureus* и спорообразующим бактериям *Bacillus pumilus* – представителям филумов, выявленных прямым методом FISH в исследованных образцах.

Еще одним уникальным, древним и малоизученным объектом арктической криосферы являются длительно (до 3.5 млн. лет) мерзлые аллювиальные неогеновые отложения Мамонтовой горы (р. Алдан, Центральная Якутия). Проведенные физико-химические и микроскопические исследования этих мерзлых отложений выявили крайне низкое содержание органического вещества, источника фосфора и азота, а также отсутствие бактериоморфных частиц (в виде, например, делящихся клеток). Таким образом, целесообразность применения разных подходов к более полному выявлению численности бактерий культуральными и прямыми микроскопическими методами не вызывает сомнений [30].

Однако до недавнего времени отсутствовала информация о структуре микробного сообщества (даже на уровне крупных таксонов) в этих объектах криосферы. При непосредственном участии М.Р. Кабилова (ЦКП «Геномика» СО РАН, Институт химической биологии и фундаментальной медицины СО РАН) проведено исследование структуры микробного сообщества в древних аллювиальных отложениях с применением высокоэффективной технологии пиросеквенирования амплифицированных фрагментов гена 16S рРНК при выделении тотальной ДНК. По

представленности филумов, семейств и родов, бактериальное сообщество вечномерзлого аллювия существенно отличалось от других вечномерзлых экосистем.

Комплексный подход оказался важным для прогноза возможного распространения микроорганизмов при таянии объектов арктической криосферы. Так, в наших недавних модельных исследованиях показана возможность быстрого распространения (25-30 мин) нескольких маркерных биологических объектов (дрожжи, аборигенный изолят актинобактерий и два колифага) после их внесения на поверхность вытаявающего льда в верхней части мерзлоты Мамонтовой горы вплоть до р. Алдан. Результаты исследований микробной и фаговой составляющей из этих образцов отражены в материалах, представленных нашими коллегами [31].

Сочетание методов метагеномики, филогенетического анализа выделенных изолятов и посевов на разных средах используется во многих процитированных выше исследованиях микробных сообществ мерзлоты. Новым подходом является разработка диагностических критериев оценки физиологического состояния клеток в образцах мерзлоты с применением прямых микроскопических методов. Так, в исследованиях арктических вечномерзлых отложений различного возраста и генезиса были обнаружены клетки, которые по своей ультраструктурной организации схожи с цистоподобными покоящимися формами в лабораторных культурах неспорообразующих бактерий (в том числе, выделенных из мерзлых пород) [25, 26, 32, 33]. Другой инновационный подход к выявлению микроорганизмов и прогнозированию их физиологического статуса основывался на использовании характеристик их элементного состава. Методом рентгеновского микроанализа были исследованы бактериоморфные частицы в антарктических мерзлых отложениях. Алгоритм диагностики включал анализ содержания P, S, Ca и K и соотношений Ca/K и P/S в частицах в сопоставлении с аналогичными характеристиками, свойственными микробным клеткам различного физиологического состояния. Среди объектов, предположительно отнесенных к клеткам, покоящиеся формы предложено выявлять по повышенному содержанию Са, соотношениям Ca/K >1.0 и P/S (0.5 – 3.0) [34, 35]. В настоящее время разрабатываются новые нанобиотехнологические подходы к детекции микроорганизмов в объектах криосферы, чему посвящены сообщения наших коллег.

Таким образом, примененный комплексный подход перспективен для выявления скрытого биологического потенциала длительно мерзлых и законсервированных экосистем, что важно для решения фундаментальных и прикладных задач.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (№ 14-04-01645) и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН №44 «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации» (руководитель В.Ф. Гальченко).

Литература

1. Абызов С.С., Бобин Н.Е., Кудряшов Б.Б. Микробиологическое исследование ледника в Центральной Антарктиде //Известия АН СССР сер. Биологическая. 1979, 6: 828–836.
2. Abyzov S.S., Duxbury N.S., Bobin N.E., Fukuchi M., Hoover R.B., Kanda H., Mitskevich I.N., Mulyukin A. L., Naganuma T., Poglazova M.N., Ivanov M.V. Super-long anabiosis of ancient microorganisms in ice and terrestrial models for development of methods to search for life on Mars, Europa and other planetary bodies //J. Adv. Space Res. 2006, 38: 1191–1197.
3. Tindall B.J. Prokaryotic diversity in the Antarctic: the tip of the iceberg //Microb. Ecol. 2004, 47 (3): 271–283.
4. Vishnivetskaya T.A., Petrova M.A., Urbance J., Ponder M., Moyer C.L., Gilichinsky D.A., Tiedje J.M. Bacterial community in ancient Siberian permafrost as characterized by culture and culture-independent methods //Astrobiology 2006, 6: 400–414.
5. Gilichinsky D. A., Wilson G. S., Friedmann E. I., McKay C. P., Sletten R. S., Rivkina E. M., Vishnivetskaya T. A., Erokhina L. G., Ivanushkina N. E., Kochkina G. A., Shcherbakova V. A., Soina V. S., Spirina E. V., Vorobyova E. A., Fyodorov-Davydov D. G., Hallet B., Ozerskaya S. M., Sorokovikov V. A.,

- Laurinavichyus K. S., Shatilovich A. V., Chanton J. P., Ostroumov V. E., Tiedje J. M. Microbial populations in Antarctic permafrost: biodiversity, state, age, and implication for astrobiology // *Astrobiology* 2007, 7: 275–311.
6. Steven B., Léveillé R., Pollard W.H., Whyte L.G. Microbial ecology and biodiversity in permafrost // *Extremophiles* 2006, 10: 259–267.
7. Steven B., Pollard W.H., Greer C.W., Whyte L.G. Microbial diversity and activity through a permafrost/ground ice core profile from the Canadian high Arctic // *Environ. Microbiol.* 2008, 10(12): 3388–3403.
8. Yergeau E., Hogues H., Whyte L.H., Greer C.W. The functional potential of high Arctic permafrost revealed by metagenomic sequencing, qPCR and microarray analyses // *ISME J.* 2010, 4: 1206–1214.
9. Yergeau E., Bokhorst S., Kang S., Zhou J., Greer C.W., Aerts R., Kowalchuk G.A. Shifts in soil microorganisms in response to warming are consistent across a range of Antarctic environments // *ISME J.* 2012, 6(3): 692–702.
10. Rivkina E., Petrovskaya L., Vishnivetskaya T., Krivushin K., Shmakova L., Tutukina M., Meyers A., Kondrashov F. Metagenomic analyses of the late Pleistocene permafrost – additional tools for reconstruction of environmental conditions // *Biogeosci. Discuss.* 2015, 12: 12091–12119.
11. Roszak D.B., Colwell R.R. Survival strategies of bacteria in the natural environment // *Microbiol. Rev.* 1987, 51: 365–379.
12. Kaprelyants A.S., Gottschal J.C., Kell D.B. Dormancy in non-sporulating bacteria // *FEMS Microbiol. Rev.* 1993, 104: 271–286.
13. Vorobyova E., Soina V., Gorlenko M., Minkovskaya N., Zalinova N., Mamukelashvili A., Gilichinsky D., Rivkina E., Vishnivetskaya T. The deep cold biosphere: facts and hypothesis // *FEMS Microbiol. Rev.* 1997, 20: 277–290.
14. Oliver J.D. Recent findings on the viable but nonculturable state in pathogenic bacteria // *FEMS Microbiol. Rev.* 2010, 34: 415–425.
15. Amann R.I., Ludwig W., Schleifer K.-H. Phylogenetic identification and in situ detection of individual microbial cells without cultivation // *Microbiol. Rev.* 1995, 59: 143–169.
16. Moter A., Göbel U.B. Fluorescence in situ hybridization (FISH) for direct visualization of microorganisms // *J. Microbiol. Methods* 2000, 41(2): 85–112.
17. Handelsman J. Metagenomics: Application of genomics to uncultured microorganisms // *Microbiol. Mol. Biol. Rev.* 2004, 68 (4): 669–685.
18. Vartoukian S.R., Palmer R.M., Wade W.G. (2010) Strategies for culture of ‘unculturable’ bacteria // *FEMS Microbiol. Lett.* 309: 1–7.
19. Puspita I.D., Kamagata Y., Tanaka M., Asano K., Nakatsu C.H. Are uncultivated bacteria really uncultivable? // *Microb. Environ.* 2012, 27: 356–366.
20. Мулюкин А.Л., Демкина Е.В., Манучарова Н.А., Акимов В.Н., Андерсен Д., МакКэй К., Гальченко В.Ф. Прокариотное сообщество подледниковых грунтов антарктического озера Унтерзее: выявление культуральными и прямыми микроскопическими методами // *Микробиология* 2014, 83(2): 215–224.
21. Shivaji S., Chattopadhyay M.K., Ray M.K. Bacteria and yeasts of Schirmacher Oasis, Antarctica: Taxonomy, biochemistry and molecular biology / *Proc. NIPR Symp. Polar Biol.* 1994, 7: 173–184.
22. Antibus D.E., Leff L.G., Hall B.L., Baeseman J.L., Blackwood C.B. Cultivable bacteria from ancient algal mats from the McMurdo Dry Valleys, Antarctica // *Extremophiles* 2012, 16(1): 105–114.
23. Ramteke P.W. Diversity of anaerobes around Indian Antarctic station 'Maitri' // *Scientific Report. Eighteenth Indian Expedition to Antarctica. Department of Ocean Development. Techn. Publ.* 2002, 16: 293–298.
24. Christner B.C., Mosley-Thompson E., Thompson L.G., Reeve J.N. Isolation of bacteria and 16S rDNAs from Lake Vostok accretion ice // *Environ. Microbiol.* 2001, 3: 570–577.
25. Сузина Н.Е., Мулюкин А.Л., Козлова А.Н., Шорохова А.П., Дмитриев В.В., Баринаева Е.С., Мохова О.Н., Эль-Регистан Г.И., Дуда В.И. Тонкое строение покоящихся клеток некоторых неспорообразующих бактерий // *Микробиология* 2004, 73(4): 516–529.
26. Soina V.S., Mulyukin A.L., Demkina E.V., Vorobyova E.A., El-Registan G.I. The structure of resting microbial populations in soil and subsoil permafrost // *Astrobiology* 2004, 4(3): 348–358.
27. Мулюкин А.Л., Демкина Е.В., Кражевских Н.А., Сузина Н.Е., Воробьева Л.И., Дуда В.И., Гальченко В.Ф., Эль-Регистан Г.И. Покоящиеся формы *Micrococcus luteus* и *Arthrobacter globiformis*, не прорастающие на стандартных средах // *Микробиология* 2009, 78(4): 456–468.
28. Кражевских Н.А., Демкина Е.В., Манучарова Н.А., Соина В.С., Гальченко В.Ф., Эль-Регистан Г.И. Реактивация покоящихся и некультивируемых форм бактерий из древних почв и мерзлых подпочвенных отложений // *Микробиология* 2012, 81(4): 474–485.

29. Hansen A.A., Herbert R.A., Mikkelsen K., Jensen L.L., Kristoffersen T., Tiedje J.M., Lomstein B.A., Finster K.W. Viability, diversity and composition of the bacterial community in a high Arctic permafrost soil from Spitsbergen, Northern Norway // *Environ. Microbiol.* 2007, 1: 2870–2884.
30. Zhang D.-C., Brouchkov A., Griva G., Schinner F., Margesin R. Isolation and characterization of bacteria from ancient Siberian permafrost sediment // *Biology* 2013, 2: 85–106.
31. Складнев Д.А., Мулюкин А.Л., Филиппова С.Н., Куликов Е.Е., Летарова М.А., Юзбашева Е.А., Карнышева Э.А., Брушков А.В., Гальченко В.Ф. Моделирование процесса распространения клеток микроорганизмов и фаговых частиц из мест вытаивания мерзлотных слоев // *Микробиология* 2016, 85: в печати.
32. Mulyukin A.L., Soina V.S., Demkina E.V., Kozlova A.N. Suzina N.E., Dmitriev V.V., Duda V.I., El-Registan G.I. Formation of resting cells by non-spore-forming microorganisms as strategy of long-term survival in the environment // *Proc. SPIE* 2003, 4939: 208–218.
33. Suzina N.E., Mulyukin A.L., Dmitriev V.V., Nikolaev Yu.A., Shorokhova A.P., Bobkova Yu.S., Barinova E.S., Plakunov V.K., El-Registan G.I., Duda V.I. The structural bases of long-term anabiosis in non-spore-forming bacteria // *J. Adv. Space Res.* 2006, 38(6): 1209–1219.
34. Мулюкин А.Л., Сорокин В.В., Лойко Н.Г., Сузина Н.Е., Дуда В.И., Воробьева Е.А., Эль-Регистан Г.И. Сравнительное изучение элементного состава вегетативных и покоящихся клеток микроорганизмов // *Микробиология* 2002, 71(1): 37–48.
35. Мулюкин А.Л., Сорокин В.В., Воробьева Е.А., Сузина Н.Е., Дуда В.И., Гальченко В.Ф., Эль-Регистан Г.И. Применение метода рентгеновского микроанализа для выявления и предварительной оценки физиологического состояния микроорганизмов в объектах окружающей среды // *Микробиология* 2002, 71(6): 836–848.

ОЦЕНКА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА УЧАСТКЕ ФОНТАНИРУЮЩИХ ПОДМЕРЗЛОТНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД В ЯКУТИИ

В.В. Огонеров, Н.А. Павлова, А.А. Семерня

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия;
vasvas392@yandex.ru

Обобщены фондовые и опубликованные материалы, охарактеризованы распространение подземных минеральных сульфидных вод в Центральной Якутии на правом берегу р. Лены и оценены современные геохимические и геоэкологические обстановки на участке фонтанирующей скважины, вскрывшей подмерзлотные минеральные воды, на участке «Улахан-Тарын».

ASSESSMENT OF THE ENVIRONMENTAL SITUATION AT THE LOCATION OF THE SPOUTING OF SUBPERMAFROST MINERAL WATER

V.V. Ogonerov, N.A. Pavlova, A.A. Semernya

Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia; vasvas392@yandex.ru

Archive and published materials are generalized, distribution of underground mineral sulfide water in Central Yakutia at the right bank of the Lena River is characterized, modern geochemical and environmental situation at the location of the spouting well penetrating subpermafrost mineral water at the Ulakhan-Taryn site is assessed.

Введение. На территории Якутии широко развиты подземные минеральные воды различных типов. В ее восточной части в горно-складчатых областях разведаны углекислые минеральные воды в бассейнах р. Дыбы (Менкечинские) и р. Тыры (Нежданнинские), а также вблизи пос. Кулар. В бассейне р. Дыбы на глубине 134 м обнаружены редкие по составу железистые гидрокарбонатные кальциево-магнелиевые

воды с минерализацией 3,4 г/л [1]. Нежданинские подмерзлотные воды являются уникальными для Якутии и относятся к боржомскому типу содовых углекислых вод. На территории Южной Якутии известны месторождения радоновых минеральных вод, содержание радиоактивного элемента в подземных водах составляет 500 эман [2]. Особое место занимают подземные воды глубоких тектонических нарушений, выводящие на поверхность теплые и горячие воды в долинах рр. Горбылях, Малый Нахот, Тунгурча и др. [3]. Из многочисленных известных в настоящее время термоминеральных источников Южной Якутии наибольший интерес представляют Олекминские горячие ключи. Расположены эти источники на правобережье р. Олекмы в 1,2 км выше устья её правого притока р. Тунгурчи. Разгрузка термальных вод прослеживается полосой вдоль пойменной части реки. Источники привязаны к зонам тектонических нарушений глубокого заложения, пересекающим долину р. Олекмы. Горячая вода с температурой 48-50°C с запахом сероводорода вытекает из многочисленных трещин мраморизованных кристаллических пород протерозойского возраста. По химическому составу термальные воды являются сульфатными натриевыми с минерализацией около 0,3 г/л. В воде отмечается высокое содержание кремниесолы (от 50 до 200 мг/л) [4].

В Западной и Центральной Якутии наиболее изучены минеральные воды, приуроченные к подмерзлотным водоносным горизонтам Якутского артезианского бассейна. В Ленском и Мирнинском районах республики широкое распространение имеют холодные хлоридные натриевые бромные минеральные подземные воды, обогащенные сульфидами. Эти воды можно вскрыть здесь практически всюду на глубине 300-400 м [3]. Известны и естественные выходы этих вод на поверхность в бассейнах рек Кемпендйя, Бага, Намана и др. Они не имеют себе равных в нашей стране по значению общей минерализации, которая достигает 350 г/л. Весьма своеобразен и газовый состав источников, в котором присутствуют как газы атмосферного происхождения, так и глубинного генезиса [4].

В центральных районах Якутии распространены весьма ценные для лечебного применения сульфидные подземные воды. Первые сведения о наличии в этом регионе минеральных вод были получены А.П. Паршиным в 1974-1977 гг. при проведении в посёлке Кердём Хангаласском районе опытных работ по изучению условий создания искусственных запасов подземных вод в карбонатных породах. Позднее, в процессе выполнения комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки в 1981-1985 гг., геологами ПГО «Якутскгеология» на территории Центральной Якутии было выявлено широкое по площади распространение сероводородных вод сульфатно-натриевого, хлоридно-натриевого и гидрокарбонатного-натриевого состава и закартирована Приленская зона минеральных вод. Эта зона, охватывающая левобережье и правобережье р. Лены, была выделена в пределах Суольского артезианского бассейна третьего порядка, входящего в состав Лено-Амгинского артезианского бассейна второго порядка. Кроме указанного выше участка Кердём, в пределах Приленской зоны аналогичные минеральные воды были вскрыты скважинами на левобережье р. Лены в посёлках Табага и Верхний Бестях Хангаласского района, а на правобережье - в районе посёлков Хаптагай и Качикатцы, а также в междуречье рек Таммы и Менды на участке «Улахан-Тарын».

Целью настоящей работы являлось на основе обобщения фондовых и опубликованных материалов охарактеризовать распространение подземных минеральных сульфидных вод в Центральной Якутии на правобережье р. Лены и оценить современную геохимическую и геоэкологическую обстановку на участке фонтанирующей скважины, вскрывшей минеральные воды, на участке «Улахан-Тарын».

Описание района исследований и методика работ. Рассматриваемый район Центральной Якутии находится в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП), со значением их мощности 200-300 м. Мощность слоя сезонного протаивания песчаных отложений достигает 4-5 м. Повышенные глубины протаивания грунтов связаны с пониженной их влажностью (до 2-8 %) [5]. Территория, в пределах которой расположен участок исследований, находится в своеобразной аномальной зоне более мощных многолетнемерзлых толщ. По данным бурения опорной скважины №34, в междуречье рек Таммы и Менды подошва ММП залегает на глубине 422 м, а скважина №3 (пос. Нижний Бестях) вскрыла 450-метровую мерзлую толщу горных пород.

Южнее на правобережье р. Лены в районе поселков Качикатцы и Кердем мощность ММП составляет 268-285 м. Подземные минеральные воды в карбонатных отложениях кембрия по химическому составу хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 1,2–2,8 г/л, повышенным содержанием фтора и присутствием сероводорода до 25 мг/л³ (табл.). В северном направлении по мере увеличения мощности осадочного чехла и многолетнемерзлых пород, состав подмерзлотных вод преобразуется до гидрокарбонатно-хлоридного натриевого, минерализация воды в условиях затрудненного водообмена увеличивается до 4 г/л, а содержание сероводорода в ней возрастает до 230 мг/л. Вблизи долины р. Лены в пос. Хаптагай подмерзлотные минеральные воды имеют гидрокарбонатно–сульфатный натриевый состав, минерализацию до 2,2 г/л, содержат сероводород в количестве 13-29 мг/л.

Особенностями подмерзлотных минеральных вод Приленской зоны на правобережье р. Лены являются их глубокое залегание и высокие напоры. Уровни воды в скважинах, вскрывших эти воды, устанавливались значительно выше поверхности земли. Приленская зона минеральных вод тяготеет к узлу пересечения двух крупных разломов – Якутскому и Усть-Ботомскому. Не исключено, что эти разломы нарушают сплошность регионального потока подземных вод, берущего начало со стороны Алданской антеклизы, и являются одним из важных факторов локализации минеральных вод. Другими факторами могут рассматриваться смена фациальной обстановки осадконакопления и специфические мерзлотно-гидрогеологические условия, проявляющиеся в нарастании мощности криогенного водоупора, перекрывающего подмерзлотные артезианские воды, и наличие под р. Леней сквозного талика [6]. По-видимому, все перечисленное в совокупности приводит к перераспределению напоров в подмерзлотных водоносных горизонтах Центральной Якутии и формированию особой гидрохимической зоны на описываемой территории.

В пределах участка работ подземные минеральные воды, представляющие интерес и являющиеся объектом гидрогеологических исследований в местности Улахан-Тарын, приурочены к трещиноватым закарстованным известнякам и доломитам нижнего кембрия. Скважина №34, вскрывшая на этом участке минеральные воды на глубине 422 м в 1982 г., не была своевременно ликвидирована и на протяжении 23 лет фонтанирует. Для оценки изменчивости химического состава самонизвающихся подмерзлотных вод было проведено их гидрохимическое опробование в период 2006-2015 гг., а для изучения солевого состава пород сезонноталого слоя на окружающей территории в 2014-2015 гг. были отобраны пробы грунта из четырех шурфов, расположенных в 1, 6,5, 11 и 17 м от фонтанирующей скважины.

Водные пробы исследовались в аккредитованной геохимической лаборатории Института мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН методами титриметрии и капиллярного электрофореза (аналитики Л.Ю. Бойцова и О.В. Шепелева) и в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка) масс-спектральным

(ICP-MS) и атомно-эмиссионным (ICP-AES) методами анализа с индуктивно связанной плазмой. Для оценки геохимического состояния рыхлых отложений был выполнен химический анализ водных вытяжек.

Результаты исследований. Участок исследований находится на VI (бестяхской) надпойменной террасе р. Лены по левому борту руч. Улахан-Тарын. Мощность ММП составляет здесь 422 м, а глубина сезонного протаивания песчаных отложений на участке исследований в конце августа составляет 2-2,2 м. Вертикальную сплошность аномально-мощной многолетнемерзлой толщи нарушает, в верхней части ее разреза, межмерзлотный локально-водоносный криогенно-таликовый комплекс. Вблизи участка работ он изучен по разведочным скважинам, пробуренным в разные годы по левому и правому борту руч. Улахан-Тарын. Неглубокими скважинами по правому борту ручья на бестяхской террасе кровля водоносного горизонта вскрыта на глубине 20-36 м. Мощность водоносного горизонта составляет 35-38 м. Водовмещающими отложениями являются мелко- и среднезернистые пески верхне-среднечетвертичного возраста, в основании которых залегают щебенистые отложения карбонатных пород с песчаным заполнителем. По типу фации межмерзлотные подземные воды поровые. Они обладают напором, величина которого зависит от времени года и изменяется от 16,1-16,8 м в летне-осенний период до 17,3 м в конце зимы.

При бурении разведочной гидрогеологической скважины №34, расположенной в 50 м от бровки бестяхской террасы по левому борту руч. Улахан-Тарын, вскрыты два водоносных горизонта. Межмерзлотный водоносный горизонт пройден в интервале 28-86 м в четвертичных песчаных и песчано-гравийных отложениях. Глубже залегают многолетнемерзлые среднекембрийские карбонатные отложения. Подземные воды межмерзлотного типа имели минерализацию 0,3 г/л, гидрокарбонатный смешанный по катионам состав. Уровень их при бурении установился на глубине 1,5 м. Скважина была обсажена до 86 м, глубже был оставлен открытый ствол. Второй водоносный горизонт (подмерзлотный) вскрыт в интервале 422-502 м и приурочен к доломитам нижнего кембрия. Подземные воды этого горизонта обладали минерализацией 3,9 г/л, гидрокарбонатно-хлоридным натриевым составом и содержали сероводород в количестве 230 мг/л. Их пьезометрический уровень установился на 3 м выше поверхности земли. Дебит самоизлива составлял около 80 м³/сут. В настоящее время скважина фонтанирует с июля по январь с дебитом около 15 м³/сут. Возможными причинами снижения ее дебита могут являться заполнение открытого ствола скважины песком из верхнего водоносного горизонта или дегазация подмерзлотных вод на участке самоизлива.

Несмотря на достаточный потенциал, рассматриваемые минеральные воды не только не используются, но и отношение к ним весьма небрежное. В настоящее время из скважины №34 происходит самоизлив воды из многочисленных отверстий корродированной обсадной трубы. В феврале в верхней части ствола скважины образуется ледяная пробка, оттаивающая, как правило, к середине июля. Здесь следует отметить, что в суровых климатических условиях Якутии после бурения гидрогеологической скважины, если она не была запущена в эксплуатацию, вода в ней быстро замерзает, т.е. происходит самоликвидация горной выработки. Со скважиной №34 этого не произошло, чему способствовали особенности мерзлотно-гидрогеологического строения разреза – наличие в четвертичных отложениях напорного водоносного горизонта мощностью 58 м и высокая температура (-0,2°С) перекрывающих его многолетнемерзлых пород [7]. Возможно, определенную предохраняющую роль от замерзания воды сыграла и высокая ее газонасыщенность.

Таблица

Приленская зона подмерзлотных минеральных вод Центральной Якутии
(правобережье р. Лены)

Местоположение и номер скважины	Геологический возраст	Интервал залегания водоносного горизонта	Установившийся уровень	Минерализация и химический состав подмерзлотных вод	Газовый и микрокомпонентный состав
Качикатцы (скв. 56)	Є ₁ l	285,0-325,0	+22,1	1,2; хлоридно-гидрокарбонатный	H ₂ S, F, J, Br
	Є ₁ a	328,0-400,0	+48,8	0,9; хлоридно-гидрокарбонатный	
Кердем (скв. 52)	Є ₂ m	268,0-315,0	+55,0	2,8; хлоридный	H ₂ S
Улахан-Тарын (скв. 34)	Є ₁ l	422,0-503,0	+2,98	3,9; гидрокарбонатно-хлоридный	H ₂ S, F, Li, Br
Хаптагай (скв. 21)	Є ₂ am+m	320,0-380,0	+11,0	1,5; гидрокарбонатно-сульфатный	H ₂ S, F, Br
	Є ₁ l	388,6-393,7	+9,7	2,2; сульфатно-гидрокарбонатный	H ₂ S, F, Br, J

По гидрохимическим данным в период 2006-2015 гг. минерализация изливающихся подземных вод составляла 3,2–4,3 мг/л. Колебания ее величины, по-видимому, связаны со смешением подмерзлотных вод с межмерзлотными и таянием ледяной пробки в стволе скважины. Тем не менее, в составе водных проб среди анионов стабильно преобладали хлор-ион (55–58%) и гидрокарбонат-ион (24–28%), среди катионов превалировал натрий (73–80%). Микрокомпонентный состав воды весьма консервативен, но концентрации обнаруженных химических элементов значительны (Li 1,9-2,2 мг/л, F 3,8-4,1 мг/л, Sr 6,6-7,7 мг/л, Br 10-12 мг/л, Ge 5 мг/л, As 10 мг/л, присутствуют Zr 0,4 мкг/л, Sb 1,3 мкг/л, W до 0,7-0,6 мкг/л и Au 0,6-0,7 мкг/л). Содержание редкоземельных элементов ниже порога обнаружения, их накоплению не способствуют щелочной характер воды (pH 7,8–8,5) и восстановительная среда (Eh – 150...–180 mv).

Для оценки влияния инфильтрации изливающейся воды на ионно-солевой состав пород сезонноталого слоя, в 2015 г. вблизи скважины и в 1 км от нее из шурфов был проведен отбор проб песка до глубины 2,1 м с интервалом опробования 0,3 м. В водной вытяжке грунтов кроме макроэлементов определялись содержания Li, F и Sr (рис 1). Было установлено, что рядом со скважиной в рыхлых отложениях содержание легкорастворимых веществ на один-два порядка выше по сравнению с фоновым. Значительные концентрации фтора, близкие к его содержанию в подмерзлотных водах, отмечены в приповерхностных слоях и на подошве сезонноталого слоя. В распределении лития отмечается снижение его содержания с глубиной, а стронций накапливается лишь в верхнем 30-тисантиметровом слое.

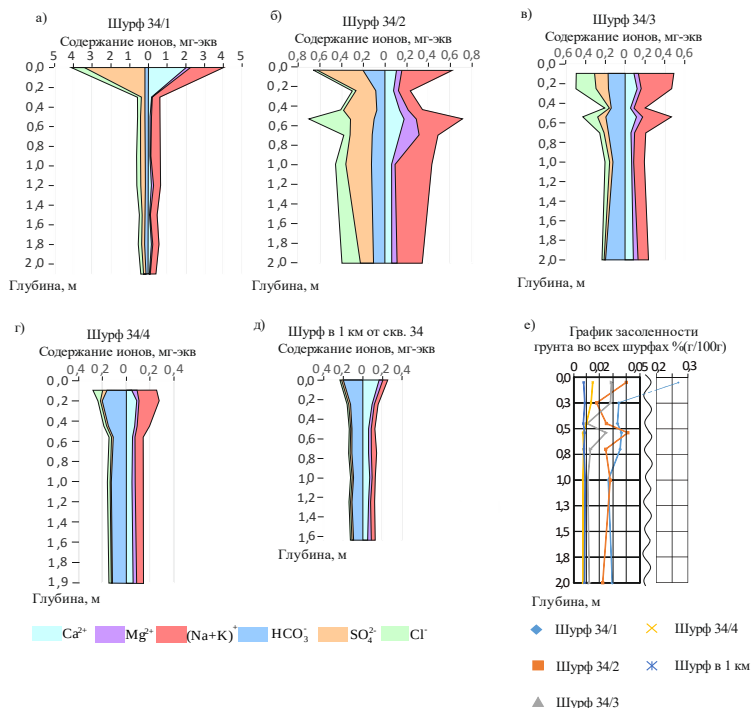


Рисунок 1.

Закключение. Таким, анализ полученных данных показывает, что химический состав подмерзлотных вод нижнекембрийского водоносного горизонта в течение 30 лет оставался стабильным. Неконтролируемый самоизлив воды привел к изменению геохимического фона вокруг скважины. Рассматриваемый участок не является исключением, на территории Якутии имеется ряд заброшенных фонтанирующих скважин, вскрывших в том числе и минеральные воды. Поэтому в целях сохранения гидроминеральных ресурсов и окружающей среды вопрос консервации горных выработок должен решаться своевременно и находиться под постоянным контролем.

Литература

1. Скутин В.И., Тихонов Д.Г. Минеральные воды Якутии и перспективы их использования в лечебно-оздоровительных целях // Мат-лы конф. «Актуальные проблемы курортологии. Профилактика, реабилитация и восстановительное лечение на Крайнем Севере» - Якутск, 2005. – с. 102-106.
2. Черепанова А.П. Мерзлотно-гидрогеологические условия формирования и перспективы использования минеральных лечебных подземных вод якутской части сибирской платформы // Автореф. на соиск. степени канд. геол.-мин. Наук. Якутск, 2009. – 24 с.
3. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири / Шепелев В.В., Толстихин О.Н., Пигузова В.М. и др. – Новосибирск: Наука, 1984.
4. Шепелев В.В. Родниковые воды Якутии. – Якутск: Якут. кн. изд-во, 1987. 127 с.
5. Бойцов А.В. Условия формирования и режим подземных вод надмерзлотного и межмерзлотного стока в Центральной Якутии. Якутск. 2002.

6. Балобаев В.Т., Иванова Л.Д., Никитина Н.М., Шепелев В.В. и др. Подземные воды Центральной Якутии и перспективы их использования. – Новосибирск: Филиал «ГЕО» ИСО РАН, 2003. – 137 с.

7. Семерня А.А. Оценка геотермических условий многолетнемерзлых пород в области развития межмерзлотных водоносных горизонтов на Бестяхской террасе / Мат-лы Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока России». – Якутск: издательский дом СВФУ, 2014. – С. 423-427.

АНАЛИЗ ВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ СОСТОЯНИЙ В ЮЖНОЙ ТУНДРЕ И ЮЖНОЙ ЛЕСОТУНДРЕ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ. К.А. Попов¹, К.Ю.Басинский², П.Т. Орехов³.

¹Институт криолиосферы Земли СО РАН, г. Тюмень, Россия;
e-mail: popov.k.eci@gmail.com.

²Тюменский Государственный Университет, г. Тюмень, Россия.

³Институт криолиосферы Земли СО РАН, г. Москва, Россия

Рассматривается вопрос о методике изучения вклада суточных состояний в годовой цикл функционирования природно-территориального комплекса. Анализируемые параметры: температура воздуха, температура пород, режим увлажнения.

THE ANALYSIS OF THE TEMPORAL STRUCTURE OF CONDITIONS ON THE TERRITORY OF THE WESTERN SIBERIA (THE CASE OF THE SOUTHERN FOREST-TUNDRA AND TUNDRA).

K.A. Popov, K. Yu. Basinski, P.T. Orekhov.

¹Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia;
e-mail: popov.k.eci@gmail.com.

²Tyumen State University, Tyumen, Russia.

³Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia

A question about study technique of diurnal conditions impact on annual cycle of natural territorial complex is observed. Next parameters were analyzed: air temperature, ground temperature, humidification regime.

В настоящее время различают следующие аспекты структуры природно-территориального комплекса (ПТК):

- морфологическая (горизонтальная) структура – упорядоченные системы ПТК более низкого ранга, входящих в состав более крупного;
- вертикальная структура – ярусное расположение слагающих ПТК компонентов;
- временная структура – суточные и сезонные ритмы и многовековые изменения состояний природы [1].

Суточная динамика. Смена дня и ночи влечет за собой изменения в температуре, влажности и движении воздуха на протяжении суток. Смена освещения и погодных условий определяет суточную динамику биоты ландшафта. Суточная ритмика присуща также геоморфологическим процессам, протекающим в ландшафтах. Наиболее заметна она в районах с преобладанием физического выветривания, но в том или ином виде проявляется и в других зонах [2].

Методика изучения вклада суточных состояний в годовой цикл функционирования ПТК была изначально предложена Н.Л. Беручашвили для Большого

Кавказа (1986). Н.Л. Беручашвили под состоянием ПТК понимает некоторое соотношение параметров, характеризующих его в какой-либо промежуток времени, в котором конкретные входные воздействия (солнечная радиация, осадки и т.п.) трансформируются в выходные функции (сток, некоторые другие гравигенные потоки, прирост фитомассы и т.д.). На основе данных опорных метеостанций проводится моделирование суточных состояний – стексов [3].

В криолитозоне годовой цикл (спектр) суточных состояний ПТК во многом зависит от таких параметров как температура воздуха, температура пород и режим увлажнения. Гидротермический режим в приземном слое (воздух – почвенно-растительный покров – СТС) определяет интенсивность биологического круговорота, энергетический баланс ПТК и его развитие (смену состояний). А это в свою очередь существенно влияет на характер распространения многолетнемерзлых пород (ММП), их температурный режим и глубину сезонного оттаивания, а также на интенсивность проявления криогенных процессов. Высокая степень внутриландшафтных связей позволяет использовать годовой цикл (спектр) состояний ПТК как индикатор динамики сезонного оттаивания и состояния мерзлоты в условиях криолитозоны.

Для того, что бы иметь возможность фиксировать и анализировать качественно и количественно пространственно-временную изменчивость состояний ПТК, нужно иметь представление о процессах в нём протекающих. Поэтому в настоящее время продолжаются полевые работы на полигонах по измерению мощности сезонно-талого слоя (СТС) и температуры многолетнемерзлых пород (ММП) на территории Уренгойского месторождения. В понимании структуры ПТК, мы попробуем применить и адаптировать методику, предложенную Н.Л. Беручашвили.

В качестве первичных материалов использованы метеорологические данные о среднесуточной и среднемесечной температуре, осадках, количеству дней со снегом и высота снежного покрова за период 2006 – 2011 гг. Для обработки исходных материалов применялся офисный программный продукт MS-Excel, которые позволили выделить состояния.

Средние значения показывают, что большую часть года занимают нивальные (Н) состояния, около 60% и переходные периоды (U+/U-) примерно 33%. Хотя анализ графика групп по годам позволяет сказать о достаточно большой подвижности этих состояний, Наибольшей вариативностью отличаются переходный и летний периоды. Летний период, как правило, самый короткий по длительности – от 2% до 11% (Рис 1).

Не смотря на свою небольшую продолжительность именно от того каким был летний период, зависит развитие органогенного горизонта, прирост фитомассы и т.д.. Не менее важна и продолжительность переходных периодов, т.е. особое внимание, заслуживают именно многочисленные переходы температуры через 0°C. Это периоды многократного перехода среднесуточной температуры воздуха от положительных значений к отрицательным. Их продолжительность на территории Уренгойского месторождения может достигать 1,5 месяца и более.[4,5,6] При этом среднедекадные и среднемесячные показатели, по которым обычно рассчитывается продолжительность тёплого и холодного периодов, могут оставаться положительными, либо отрицательными, а переход через 0°C сводится к «точке» (рубежу декад или месяцев).

Весенний и осенний периоды перехода через 0°C очень важны для функционирования ПТК, для оценки состояния мерзлоты и темпов протаивания. Обработка данных по среднесуточной температуре воздуха позволяет рассчитать их продолжительность и скорректировать продолжительность тёплого и холодного периодов. Для характеристики каждого периода (состояния) используется ряд показателей: количество осадков, влажность, суммы температур тёплого, холодного и переходных периодов, среднесуточные температуры и др.

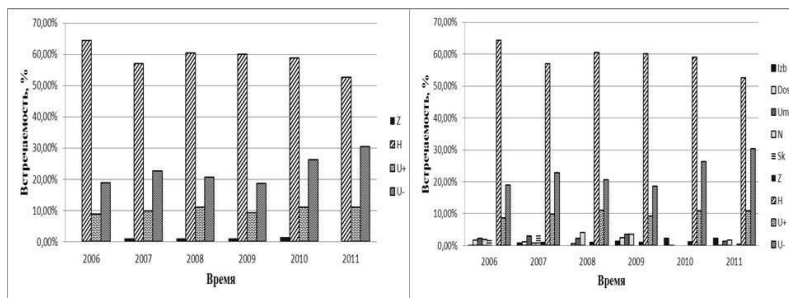


Рис.1 Встречаемость групп состояний нивального, бесснежного холодного и переходных периодов в южной лесотундре в районе г. Новый Уренгой с 2006 по 2011 гг. (левый график). Встречаемость групп летних состояний в южной лесотундре в районе г. Новый Уренгой с 2006 по 2011 гг. (правый график)
 Z – бесснежные состояния холодного периода; Н – нивальные, U – группы переходного периода
 Izb – группа с избыточным увлажнением, Dos – с достаточным, Um – умеренным, N – недостаточным, Sk- скудным

На точке находиться 3 датчика установленных следующим образом: 1) на поверхности; 2) под растительностью; 3) на глубине 10 см. (под корнеобитаемым слоем). На Рис. 2., хорошо видно, что, показания датчиков как с соседних точек,

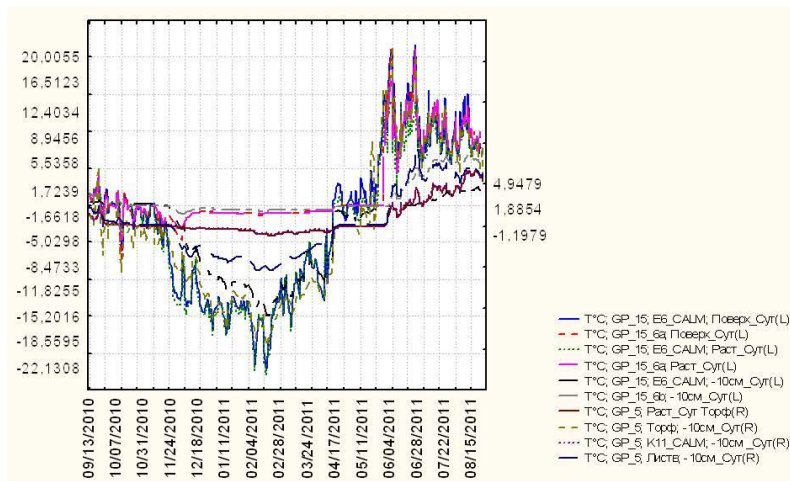


Рис. 2. Среднесуточная температура на ключевых точках южной тундры (GP_15) и южной лесотундры (GP_5).

находящихся рядом, так и показания с одной точки могут очень сильно отличаться по температурным данным, на которые влияет микрорельеф, растительность, экспозиция склона и т.д. Что может подтвердить рис. 3, на котором показана диаграмма размаха среднесуточных температур в южной тундре (GP_15) и южной лесотундре (GP_5) на

глубине 10 см. Как мы видим из диаграммы, не смотря на, то, что средняя температура практически одинакова, размах отличается очень значительно.

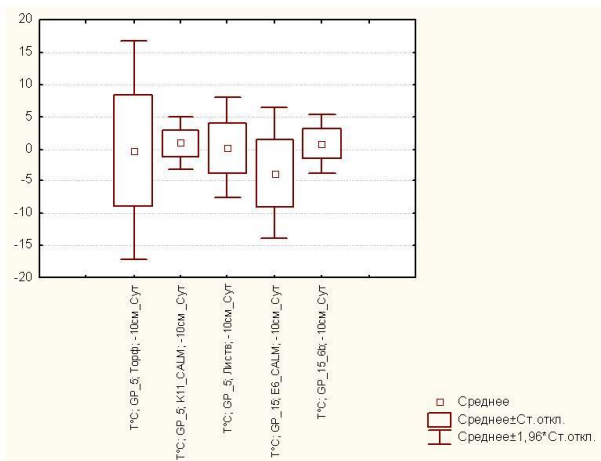


Рис.3. Диаграмма размаха среднесуточных температур в южной тундре (GP_15) и южной лесотундре (GP_5) на глубине 10 см.

Для выявления закономерности внутриландшафтной дифференциации годовых, сезонных и месячных спектров состояний ПТК локального уровня генерализации (фации). Планируется разработать методику, которая позволяла бы на основе годовой и многолетней изменчивости спектров состояний ПТК оценить запасы биомассы и продуктивность ПТК и основные геоэкологические показатели (распространение ММП, их температурный режим и мощность СТС). Применение данной методики даст перспективные результаты при картировании и прогнозе крайне изменчивых во времени и в пространстве геоэкологических показателей.

Предварительный анализ показал, что методику можно применять для территории криолитозоны и получать достоверные результаты, для чего нужно дополнительно провести полевые исследования, увеличить количество метеостанций и брать большие промежутки времени.

Исследования выполняются при поддержке в рамках Международных проектов TSP и CALM, а так же грантов РФФИ, научных программ РАН и СО РАН.

Литература

1. Берущавили Н.Д.. Четыре измерения ландшафта – М :Мысль, 1986. – 182 с.
2. Хромых В.С. Некоторые теоретические вопросы изучения динамики ландшафтов. Статья представлена кафедрой географии геолого-географического факультета Томского государственного университета, поступила в научную редакцию «Науки о Земле» 27 ноября 2006 г., принята к печати 4 декабря 2006 г.
3. Бурым Ю.В. Анализ временной структуры равнинных ландшафтов ставропольского края с использованием ГИС-технологий. Вестник Северо-Кавказского государственного.

4. Попов К.А., Украинцева Н.Г. Годовой цикл состояний ПТК как индикатор динамики сезонного протаивания и состояния мерзлоты на территории Уренгойского месторождения // Тезисы докладов международного совещания, 3-9 окт. 2010 г., Сочи, электронный ресурс.

5. Чернядьев В.П., Чеховский А.Л., Стремяков А.Я., Пакулин В.А. Прогноз теплового состояния грунтов при освоении северных районов. – М.: Наука, 1984. – 137 с

6. Н.Г. Украинцева, Д.С. Дроздов, К.А. Попов, А.Г. Гравис, Г.В. Матышак. Ландшафтная индикация локально изменчивости свойств многолетнемёрзлых пород (Уренгойское месторождение, Западная Сибирь) // Криосфера Земли, 2011, т. XV, №4., с 37-40.

НАНОБИОТЕХНОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ БИОПОТЕНЦИАЛА МИКРОБНЫХ СООБЩЕСТВ ВОДНЫХ ЭКОСИСТЕМ АРКТИКИ

Д.А. Складнев, В.В. Сорокин, А.С. Громова, В.Ф. Гальченко

Федеральный исследовательский центр «Фундаментальные основы биотехнологии»

Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, Российской академии наук,

Москва, Россия, inmi@inmi.ru

Предложен новый подход для обнаружения микроорганизмов и для оценки их биотехнологического потенциала, основанный на анализе пула биогенных наночастиц серебра, формирующихся *in situ* непосредственно в образцах (метод OBNG). Показано, что сообщества микроорганизмов водных горизонтов озера Унтерзее, а также выделенные культуры микроорганизмов из пермафроста Мамонтовой горы, реализуют один из двух вариантов активного восстановления катионов серебра, характеризующиеся либо узкодисперсным пулом наночастиц, либо плеоморфным пулом с невыраженными пиками.

NANOBIOTECHNOLOGICAL APPROACH FOR INVESTIGATION OF MICROBIAL COMMUNITIES IN AQUATIC ECOSYSTEMS OF THE ARCTIC

D.A. Skladnev, V.V. Sorokin, A.S. Gromova, V.F. Galchenko

Winogradsky Institute of Microbiology, Research Center of Biotechnology of RAS, Moscow,

Russia, inmi@inmi.ru

A new approach for the detection of microorganisms and to evaluate their biotechnological potential. The approach is based on the analysis of the biogenic silver nanoparticles formed *in situ* directly in samples from added sterile solution of silver salt (OBNG method). It is shown that the microorganisms of the Lake Untersee, as well as isolated cultures from Mammoth Mountain permafrost, implements one of two options active reduction of cations - forming either monodisperse pool of silver nanoparticles, or pleomorphic heterogeneous nanoparticles with pronounced peaks.

Практическое использование наноразмерных частиц металлов становится всё более обычным делом. Статьи с сообщениями о таких технологиях сотнями поступают практически со всего мира. Предлагаются всё новые и новые варианты использования наночастиц самого разного состава в научных исследованиях, медицине, прочих технологиях [1,2,3]. Основные варианты использования наночастиц в экспериментах по детекции тех или иных конкретных типов клеток (как микробных, так и эукариотических), основаны на многостадийном получении функционализированных наночастиц - несущих на поверхности специфические биомолекулы, состав которых определяется назначением конкретного препарата наночастиц [4]. И хотя подобные препараты уже являются коммерческим продуктом, широкого применения в реальной практике исследования экологических или медицинских образцов они по-прежнему не нашли. Все исследователи отмечают, что при взаимодействии катионов с клетками

различных микроорганизмов формируются заметно различающиеся наночастицы металлов [5,6]. Тем не менее, важно подчеркнуть, что применение данного подхода, основанного на использовании способности живых клеток формировать наночастицы непосредственно в водной пробе, для изучения биопотенциала микробных сообществ водных экосистем является оригинальным.

Исследование сообществ микроорганизмов, обнаруживаемых в приполярных регионах Земли с применением классических методов, уже многие годы представляет несомненный фундаментальный научный интерес [7,8]. Некоторые уникальные свойства холодоадаптированных культур представляют интерес для биотехнологического применения. В данном сообщении показано, что разработанный нами метод OBNG (Observation of Biogenic Nanoparticles Growth), позволяет на основании оценки динамики формирования наночастиц *in situ*, не только проводить быструю первичную детекцию наличия микроорганизмов в водных экосистемах, но и даёт возможность выявлять значимые характеристики биосинтетического потенциала, как сообществ микроорганизмов, так и отдельных культур [9].

Хорошо известно, что самым распространённым способом защиты клеток микроорганизмов от избыточных концентраций солей металлов в среде является восстановление катионов до нейтрального состояния с последующим формированием кристаллических структур путём самосборки восстановленных атомов [2,10,11]. Продуктами восстановления являются наночастицы соответствующего металла [5,9]. Такую защитную функцию выполняют восстановительные химические группировки биополимеров поверхностных структур клеток микроорганизмов [12,13]. В последние годы восстановление катионов с помощью микроорганизмов привлекает внимание исследователей биогенных наночастиц различных металлов, с точки зрения получения монодисперсных препаратов наночастиц, поскольку только такие препараты подходят для медицинского и технологического применения [1,3,14,15,,16,17]. Мы впервые предлагаем использовать данные о динамике формирования и распределения размеров биогенных наночастиц, сформированных *in situ* из вносимых растворов солей, для поиска биотехнологически значимых микробных объектов, присутствующих в природных образцах.

Сравнительное исследование сообществ микроорганизмов проводили в образцах воды из озера Унтерзее (Восточная Антарктида), которые были отобраны на глубинах 40, 60, 80 м во время экспедиции 2012 г., а также в образе воды из термоцирка, расположенного в верхней части обнажения ледяной жилы позднплейстоценового и голоценового возрастов пермафроста Мамонтовой горы (Центральная Якутия), отобранного в период экспедиционных работ в 2014 г.

Источником катионов серебра служил водный раствор $\text{Ag}(\text{NH}_3)_2\text{NO}_3$, [1,15]. Стерильный раствор вносили в исследуемые суспензии бактерий и природные пробы в конечной концентрации соли 0,1 мМ. Во всех экспериментах в качестве контрольных вариантов использовали стерильную ростовую среду или аликвоту образца, освобождённую клеток микроорганизмов путём полного осаждения клеток центрифугированием (10 kG, 15 мин.) или фильтрованием (см. рис. 1).

Микроорганизмы водной толщи озера Унтерзее являются объектом многолетних микробиологических и биогеохимических исследований в качестве модели микробиоты подлёдного озера, существующего не менее 12 тыс. лет. Озеро Унтерзее имеет уникальные физико-химические и гидрохимические характеристики, отличающие обитателей его водной толщи, как от среднеширотных, так и полярных и, даже, антарктических водных экосистем. Восточная часть озера (глубина до 100 м, треть общей площади) отделена пятидесятиметровым придонным скалистым барьером от западной части (глубина до 162 м), соприкасающейся с материковым ледником [7].

Горизонты в аэробной части озера на глубинах 4–70 м сверххилогетрофные и характеризуются крайне низким содержанием органики. Микробиота этой части акватории довольно разнообразна, хотя и присутствует в общей численности не выше 10^4 – 10^5 кл/мл. В районе хемоклина (70–80 м) условия аэробные, что позволяет численности микроорганизмов увеличиваться до 10^6 кл/мл. Однако, микробное разнообразие здесь существенно меньше — микробиота представлена, прежде всего, фототрофами нитчатой формы или коротких цепочек клеток. На глубинах 80–98 м (также анаэробная водная толща) преобладают одиночные клетки ещё несколько большей численности по сравнению с предшествующими горизонтами (до $3 \cdot 10^6$ кл/мл).

В связи с вышесказанным нами были исследованы пробы воды, отобранные с различных глубин озера, на предмет сравнения способности микроорганизмов восстанавливать катионы серебра. Для этого исследования был использован метод OBNG, основанный на сравнении совокупности биогенных наночастиц, сформированных непосредственно в исследуемых пробах, с наночастицами, синтезированными в аликвотах этих же проб, но освобождённых от клеток микроорганизмов без какого-либо химического воздействия — центрифугированием или фильтрацией (рис. 1).

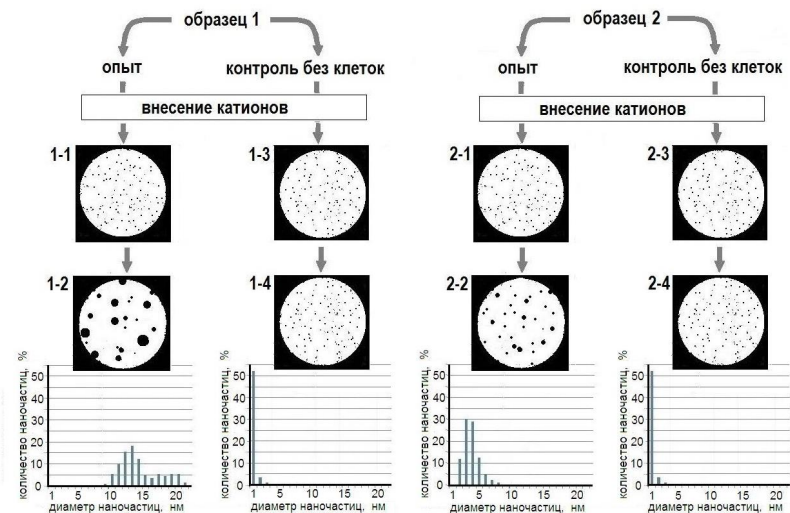


Рисунок 1. Схема формирования наночастиц серебра в культурах микроорганизмов и природных образцах: 1-1, 1-3, 2-1, 2-3 — продукты «быстрого» (секунды) формирования seeds восстановленного серебра; 1-2, 2-2 — сформированные биогенные наночастицы; 1-4, 2-4 — отсутствие биогенных наночастиц. Гистограммы показывают распределение seeds/наночастиц по линейным размерам.

Установлено, что совокупности наночастиц, сформировавшиеся в пробах воды с различных горизонтов заметно различаются по линейным размерам (рис. 2). Распределение наночастиц, сформированных в присутствии микроорганизмов, присутствующих на глубине 40 м, отличается широким разнообразием размеров — большинство от 10 до 16 нм с пиком 12–13 нм, и минорной фракцией более крупных

наночастиц (рис. 2). Подобное распределение указывает на то, что в данных образцах происходит более быстрое восстановление катионов серебра под влиянием эффективных бактерий-восстановителей. В пробах воды с более глубоким горизонтом (60 м), напротив, процесс восстановления полностью останавливается на стадии формирования биогенных наночастиц диаметром не более 4–5 нм (рис. 2). Мы полагаем, что увеличение наночастиц свыше этого размера ограничено из-за секреции неких стабилизирующих поверхность биологически активных соединений. Данная совокупность наночастиц, отличающаяся высочайшей степенью однородности, может рассматриваться как весьма привлекательная для практического использования. В пробах воды с горизонта 80 м процесс восстановления катионов тормозится не полностью, о чём свидетельствует размытый пик (4-9 нм). Во всех контрольных пробах воды с различной глубины (заведомо освобождённых от клеток микроорганизмов) присутствует значительное число предшественников наночастиц размером до 2 нм.

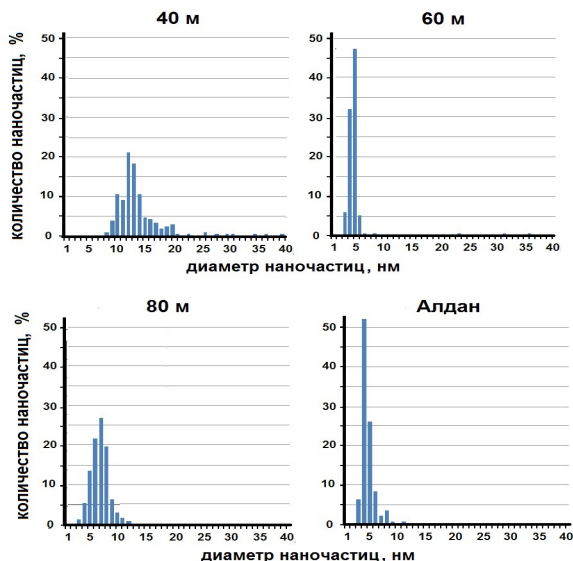


Рисунок 2. Размерные распределения наночастиц серебра, сформированных в образцах, отобранных на различных глубинах водной толщи озера Унтерзее и из вытаяваний вечной мерзлоты на Мамонтовой горе (Алдан).

В качестве образца сравнения (из водной системы Арктики) была исследована проба водно-грязевого ручья, из зоны вытаяваний обнажения ледяной жилы позднелейстоценового и голоценового возрастов у основания пермафроста Мамонтовой Горы (рис. 2, Алдан). Общая численность микроорганизмов в пробе составляла $3 \cdot 10^7$ кл./мл.

Выявленное разнообразие особенностей формирования биогенных наночастиц природными сообществами культур позволило разработать общий алгоритм для сопоставления параметров размерных гистограмм наночастиц, включающий анализ экспериментальных данных о динамике формировании наночастиц. Алгоритм сравнения учитывает современные представления о процессах формирования биогенных наночастиц *in situ*. Выводы о свойствах микроорганизмов, делаются на основании присутствия seeds, возможности их укрупнения, а также на форме и выраженности пиков размеров наночастиц, формирующихся при восстановлении искусственно вносимых катионов. В целом данный нанобиотехнологический подход перспективен для выявления скрытого биологического потенциала микроорганизмов

длительно мерзлых экосистем, что важно для решения фундаментальных и прикладных задач.

Работа выполнена при поддержке РФФИ №15-05-04106 «Закономерности образования наночастиц металлов микроорганизмами из низкотемпературных мерзлых пород и почв (Якутия) и антарктических озёр Восток и Унтерзее», руководитель Д.А. Складнев.

Литература

- 1 Xia Y., Xiong Y., Lim B., Skrabalak S.E. Shape-controlled synthesis of metal nanocrystals: simple chemistry meets complex physics? *Angew. Chem. Int., Ed. Engl.* 2009, 48(1), 60–103.
- 2 Sharma V.K., Yngard R.A., Lin Y. Silver nanoparticles: Green synthesis and their antimicrobial activities. *Adv. in Colloid and Interface Sci.*, 2009, 145, 83–96.
- 3 Kharissova O.V., Dias H.V.R., Kharisov B.I., Pérez B.O., Pérez V.M.J. The greener synthesis of nanoparticles. *Trends in Biotechnology*, 2013, 31(4), 240–48.
- 4 Das A., Chadha R., Maiti N., Kapoor S. Role of surfactant in the formation of gold nanoparticles in aqueous medium. *Hindawi Publishing Corporation, J. Nanoparticles*, 2014, article ID 916429.
- 5 Durán N., Marcato P.D., Durán M., Yadav A., Gade A., Rai M. Mechanistic aspects in the biogenic synthesis of extracellular metal nanoparticles by peptides, bacteria, fungi, and plants. *Appl. Microbiol. Biotechnol.*, 2011, 90, 1609–24.
- 6 Zhou Y., Wang H., Lin W., Lin L., Gao Y., Yang F., Du M., Fang W., Huang J., Sun D., Li Q. Quantitative nucleation and growth kinetics of gold nanoparticles via model-assisted dynamic spectroscopic approach. *J. of Colloid and Interface Sci.*, 2013, 407, 8–16.
- 7 Abyzov S.S. Microorganisms in the Antarctic ice. In: Friedmann E. (Ed.), *Antarctic Microbiology*. Wiley-Liss, Inc., NY, 1993, 265–95.
- 8 Rogers J.D., Perreault N.N., Niederberger T.D., Lichten C., Whyte L.G., Nadeau J.L. A life detection problem in a High Arctic microbial community. *Planetary and Space Science*, 2010, 58, 623–30.
- 9 Складнев Д.А., Сорокин В.В., Куликов Е.Е., Имамединова Д.Г., Гальченко В.Ф. Микротехника для исследования биогенных наноразмерных частиц металлов. *Нанотехника*, 2013, 2, 12–18.
- 10 Gadd G.M. Metals, minerals and microbes: geomicrobiology and bioremediation. *Microbiology*, 2010, 156(3), 609–43.
- 11 Сорокин В.В., Складнев Д.А., Волков В.В., Терещенко Е.Ю., Мулюкин А.Л., Гальченко В.Ф. Пути формирования наночастиц серебра в культурах микобактерий *Mycobacterium smegmatis*. Доклады Академии наук, 2013, том 452, № 5, 586–89.
- 12 Cao Y.-L., Ding X.-L., Li H.-C., Yi Z.-G., Wang X.-F., Zhu J.-J., Kan C.-X. Morphology-controllable noble metal nanoparticles: synthesis, optical property and growth mechanism. *Acta Phys.-Chim.Sin.*, 2011, 27(6), 1273–86.
- 13 Wana Y., Guo Z., Jiang X., Fang K., Lu X., Zhang Y., Gu N. Quasi-spherical silver nanoparticles: Aqueous synthesis and size control by seed-mediated Lee–Meisel method. *J. of Coll. Interface Sci.*, 2013, 394, 263–68.
- 14 Zhang X., Yan S., Tyagi R.D., Surampalli R.Y. Synthesis of nanoparticles by microorganisms and their application in enhancing microbiological reaction rates. *Chemosphere*, 2011, 82, 489–94.
- 15 Anh-Tuan L., P.T. Huy, Tam P.D. Green synthesis of finely-dispersed highly bactericidal silver nanoparticles via modified Tollens technique *Cur.Appl.Physics*. 2010, 10, 910–16.
- 16 Wu H.F., Gopal J., Manikandan M. Future perspective of nanoparticle interaction-assisted laser desorption/ionization mass spectrometry for rapid, simple, direct and sensitive detection of microorganisms. *J. Mass Spectrom.*, 2012, 47(3), 355–63.
- 17 Zhou H., Yang D., Ivleva N.P., Mircescu N.E., Niessner R., Haisch C. SERS detection of bacteria in water by in situ coating with Ag nanoparticles. *Anal. Chem.*, 2014, 86, 1525–33.

ОСОБЕННОСТИ МИКРОБНО-ВИРУСНЫХ СООБЩЕСТВ МЕРЗЛЫХ ПОРОД АРКТИКИ

С.Н.Филиппова¹, Н.А.Сургучева¹, В.В.Сорокин¹, Д.А.Складнев, Э.А.Карнышева², А.В.Брушков², В.Ф.Гальченко¹

¹Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, Федеральный исследовательский центр «Фундаментальные основы биотехнологии» Российской академии наук, Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

Исследование микробных сообществ образцов древней вечной мерзлоты Арктики показало высокое разнообразие клеток бактерий. Их структурные особенности могут быть результатом адаптивных стратегий, предусматривающих микробное выживание при условиях вечной мерзлоты. Наше исследование обеспечило первые результаты биоразнообразия бактериофагов в образцах арктической вечной мерзлоты. Бактериофаги, изолированные от чувствительных к фагу бактерий, были нитчатыми и взаимодействовали с бактериями как умеренные (лизогенные) фаги.

FEATURES OF MICROBIC AND VIRUS COMMUNITIES OF FROZEN SOILS OF THE ARCTIC

**S.N.Filippova¹, N.A.Surgucheva¹, V.V.Sorokin¹, D.A.Skladnev¹, E.A.Karnysheva²,
A.V.Brouchkov², V.F.Galchenko^{1,2}**

¹Institute of microbiology of S. N. Vinogradsky, Federal research center "Fundamental Bases of Biotechnology" of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Lomonosov State University, Geology faculty, Moscow, Russia

The study of microbial communities of samples of ancient permafrost of the Arctic revealed high diversity of bacteria cells. Their structural features may be a result of adaptive strategies providing for microbial survival under permafrost conditions. Our study provided the first results of biodiversity of bacteriophages in samples of Arctic permafrost. Bacteriophages isolated from phage-sensitive bacteria were filamentous and interacted with bacteria as moderate (lysogenic) phages.

Криолитозона занимает значительную часть полярных регионов Земли. Арктический регион России представляет собой область сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Соответствующие климатические условия позволяют рассматривать вечную мерзлоту как наиболее статическую окружающую среду, которая является своеобразным хранилищем природных микробных сообществ. При оттаивании они способны восстанавливать свою физиологическую активность и заново вовлекаться в биогеохимический круговорот, участвуя в формировании современного биоразнообразия.

Известно, что в микробных сообществах криолитозоны присутствуют микроорганизмы с весьма специфическими свойствами, позволяющими им сохранять жизнеспособность в периодически или постоянно действующих экстремально холодных условиях. Одним из ключевых механизмов повышения устойчивости микроорганизмов к экстремально низкотемпературным условиям является их взаимодействие с вирусами (бактериофагами). Неклеточные формы, представленные вирусами, являются важными векторами генов со множественными адаптационными функциями. В настоящее время сведения о фаговой составляющей криолитозоны практически отсутствуют.

Предполагаемое глобальное потепление климата делает актуальным изучение экологических последствий оттаивания вечной мерзлоты, среди которых активация

законсервированных в мерзлоте микробно-вирусных сообществ с неизвестными свойствами может представлять опасность для населения этого региона.

Широкое распространение в криолитозоне получили подземные льды, встречающиеся в мерзлых толщах пород в виде самостоятельных образований. Разнообразие типов подземного льда достаточно велико и является результатом сложных мерзлотно-геологических процессов. Среди подземных льдов наиболее распространены повторно-жильные, формирующиеся по морозобойным (температурным) трещинам. Гигантские скопления реликтовых повторно-жильных льдов, включенных в сильнольдистые алевритовые сингенетические мерзлые толщи, широко развиты в Центральной и Северной Якутии и носят название «ледовый комплекс». Одно из широко известных обнажений сингенетических повторно-жильных льдов ледового комплекса Центральной Якутии – Мамонтова гора. Оно расположено на левом берегу р. Алдан в 500 км от ее устья. Река Алдан вскрывает здесь неоген-плейстоценовую толщу аллювиальных отложений (возрастом от 16 млн до нескольких тысяч лет), характеризующую весь период плейстоценовых оледенений.

До последнего времени считалось, что льды – малопригодная среда для сохранения жизнеспособных микроорганизмов [1, 2]. Однако исследования последних лет показали, что численность микроорганизмов в повторно-жильных льдах лишь не намного ниже, чем в мерзлых осадочных породах и может варьировать в пределах 10^3 – 10^6 кл/мл [3]. Отмечалось также, что именно ледяные включения в мерзлых грунтах являются наиболее благоприятной средой для сохранения микроорганизмов [4]. Особенности строения подземных льдов многолетней криолитозоны предполагают существование микроусловий для сохранения клеток микроорганизмов. Основными элементами наряду с кристаллами льда, определяющими структуру подземных льдов, являются воздушные и органо-минеральные включения. Пузырчатая текстура, характерная для жильных льдов, обусловлена большим содержанием в них газовых включений, которые могут составлять 4-6% общего объема. Среди этих включений могут быть газы, выделившиеся из воды при замерзании, а также воздух, содержащийся в порах между кристаллами льда [5]. В мерзлых породах криолитозоны за счет существования пленок незамерзшей воды на поверхности льда и минеральных частиц, фазовых переходов между пленками воды и льдом может происходить выравнивание концентрации солей в незамерзшей воде. Известно также, что большинство разновидностей жильных льдов слабо минерализовано, их уровень минерализации близок к ультрапресным поверхностным водам и атмосферным осадкам [5]. В жильных льдах большая часть органо-минеральных веществ содержится в виде коллоидных соединений и скоагулировавшихся частиц [5]. Известно, что обволакивающее действие гидрофильных коллоидов, отсутствие их вредного воздействия на осмотическое состояние клеток способствуют сохранению целостности клеточных структур. Установлено, что заключенные в гель клетки гораздо лучше сохраняются по сравнению с клетками, находящимися в растворе [1]. Распределение коллоидных соединений в виде сетчатой пленки было обнаружено вокруг клеток микроорганизмов, выявленных в прослойках сегрегационного льда в мерзлых суглинках Мамонтовой Горы [4].

Методом электронной микроскопии в исследованных образцах жильного льда обнаружены разнообразие по форме бактериальные клетки: с выростами в виде почек на одном из полюсов, напоминающие почкующиеся бактерии, а также овальной формы, иногда с нитевидными отростками, предположительно, пиями. Среди выявленных форм бактериальных клеток доминировали немичелиальные актинобактерии. В клеточной морфологии обнаруженных бактерий был отмечен ряд особенностей, связанных с пребыванием в условиях вечной мерзлоты: накопление в

вегетативных клетках микроорганизмов резервных питательных веществ, наличие капсул или образований в виде внешнего чехла вокруг бактериальных клеток. Формирование специфического микроокружения может являться одним из механизмов сохранения жизнеспособности микроорганизмов в экстремальных условиях вечной мерзлоты.

Численность колониеобразующих единиц (КОЕ) выявленных гетеротрофных аэробных микроорганизмов составила 10^3 КОЕ/мл. Среди выявленных культивируемых микроорганизмов доминировали немицелиальные актинобактерии, доля которых от общего числа бактерий составила более 65%, и спорообразующие бактерии бациллярного типа (27%).

Проведенные исследования выявленных бактерий в образцах жильного льда с применением рентгеновского микроанализа показали, что, в ряде случаев, клетки бактерий характеризовались неполным спектром основных биогенных элементов. Имела место аномально низкая величина или отсутствие пиков фосфора и калия в рентгеновских спектрах отдельных частиц, что могло свидетельствовать о повреждении под воздействием низких температур жизненно важных структур клетки, прежде всего, клеточной мембраны. Проведенные нами модельные эксперименты зафиксировали существенное снижение содержания фосфора и калия в клетках бактерий – изолятов из мерзлоты, под действием замораживания–оттаивания, причем степень их снижения в значительной мере определялась физиологическим состоянием культур исследуемых бактерий на момент воздействия низких температур.

Наличие жизнеспособной микрофлоры в многолетнемерзлых породах вечной мерзлоты предусматривает возможность сохранения вирусных частиц и восстановления их активности. Бактериофаги - неотъемлемая часть микробных сообществ экосистем Земли. Они являются одним из ключевых факторов эволюции бактерий. Вирусная составляющая рассматривается в настоящее время в качестве одного из важнейших компонентов экологических и геохимических процессов окружающей среды, осуществляя контроль за численностью и биоразнообразием микроорганизмов. В настоящее время данные о фаговой составляющей палеомикробиоты мерзлых пород весьма немногочисленны. Практически нет сведений об обнаружении лизогенных форм микроорганизмов в составе микробных сообществ арктических вечномерзлых пород. Явление лизогении - своеобразная форма симбиотических взаимоотношений с вирусными частицами - широко распространено среди бактерий, особенно, в низкотемпературных средах обитания. Лизогенные популяции оказываются более конкурентноспособными в борьбе за выживаемость в экстремальных экологических условиях. На основании результатов модельных экспериментов продемонстрирована решающая роль фаговой составляющей в формировании структуры микробных сообществ арктических мерзлых почв [6]. Недавно появилось сообщение о выделении из образцов мерзлых грунтов в районе Сухих Долин (Мак-Мердо, Восточная Антарктида) лизогенных психрофильных бактерий и выделении из них умеренного фага [7]. В настоящее время контролирующая функция вирусной составляющей в микробных сообществах рассматривается в качестве одного из важных компонентов биогеохимических процессов, осуществляемых с участием микроорганизмов.

В результате прямого электронно-микроскопического исследования нами впервые были получены данные о наличии вирусных частиц в образце древнего жильного льда из обнажения Мамонтовой горы. Выявлены бактериофаги, по крайней мере, 2–3 морфотипов: сферические (икосаэдрической формы) и хвостатые. Присутствие вирусных частиц в образце возможно за счет лизиса отдельных бактериальных клеток и высвобождения фагов в результате оттаивания льда. Кроме

того, неисключена вероятность десорбции свободных вирусных частиц, адсорбированных на органоминеральных включениях кристаллов жильного льда. Для более полного выявления бактериофагов был использован метод обогащения фаговой суспензии в накопительной культуре микроорганизмов из образца жильного льда. Использование этого метода позволило дополнительно выявить 2 морфотипа хвостатых фагов, а также нитчатые фаги.

Изучение прямыми методами электронной и флюоресцентной микроскопии образца мерзлого керна, отобранного на глубине 28 м из скважины бугра пучения в районе г.Надым п/о Ямал позволило выявить морфологическое разнообразие бактериальных клеток, их общую численность, которая составила 10^5 клеток/г образца, а также обнаружить бактериофаги сферической формы.

В условиях консервации в мерзлых породах клетки бактерий, находящиеся в состоянии анабиоза, могут содержать бактериофаги в виде профагов, способных к реактивации при восстановлении физиологической активности бактерий-хозяев. В природных условиях восстановление активности микробно-вирусного сообщества может происходить в результате протаивания ледяной жилы в связи с потеплением климата и образования термокарстовых водоемов. Исследование воды водоема вытаивания древней ледяной жилы (обнажение Мамонтова гора) позволило обнаружить в ней бактериофаги различных морфотипов. Изучение клеток бактериальных изолятов, выделенных из водных проб, позволило получить наглядную картину активности бактериофагов – формирование внутри бактериальной клетки с последующим выходом из клетки в результате ее лизиса.

Микробиологическими методами из образцов древнего жильного льда был получен изолят фагочувствительной бактерии, на колониях которой в зоне активного роста были выявлены бляшки (стерильные участки), число которых увеличивалось в процессе старения культуры. В результате электронно-микроскопического изучения материала, отобранного непосредственно из таких участков, а также фаголизатов фагочувствительных бактериальных изолятов были обнаружены нитчатые бактериофаги. Выделенный изолят нитчатых фагов отличался низкой литической активностью, о чем свидетельствовали данные капельных тестов. При этом наличие мутных бляшек на газоне индикаторной культуры (неполный лизис чувствительных бактерий) наблюдалось лишь при нанесении концентрированной фаговой суспензии.

Нитчатые фаги относятся к фагам умеренного (лизогенного) типа, они не блокируют жизненные процессы клетки бактерий-хозяев, кроме того, их размножение может происходить без лизиса клеток. Стерильные участки (бляшки) под действием умеренных фагов появляются в связи с замедлением роста их хозяев, вызванным истощением питательных веществ, старением и т.д. Нитчатые фаги широко распространены в природе. Несмотря на небольшие размеры генома и его относительно простое устройство, многие из них способны инфицировать бактерии и придавать последним полезные свойства, повышающие приспособленность к окружающей среде. Их отличительной чертой является форма вириона, напоминающая тонкую нить, за что нитчатые фаги и получили свое название. Сведения о разнообразии и специфичности нитчатых фагов немногочисленны, что связано со сложностью их выявления в клетках бактерий из-за низкой литической активности. Известно, что нитчатые фаги в основном инфицируют грамотрицательные бактерии, однако, описаны примеры инфицирования и некоторых грамположительных бактерий [8]. Установлено, что инфекция нитчатыми фагами доминирует в микробном сообществе арктического морского льда. Предполагается, что нитчатые фаги способствуют выживанию этих бактерий, выполняя роль регулятора скорости роста, плотности цитоплазмы в условиях высоких концентраций соли в морском льду [9].

Выявленные нами лизогенные формы бактерий в микробных сообществах древних повторно-жильных льдов предполагают возможность существования явления лизогении в геологическом прошлом нашей планеты. Привнесение в бактериальный геном клеток-хозяев древних неизвестных генов, осуществленное фагами, может придать новые, непредсказуемые свойства микробному сообществу, что, в итоге, предполагает возможность изменения в формировании газовой среды и других физико-химических свойств вечномёрзлых пород. В результате таяния арктических ледников и ледовых скоплений вечной мерзлоты в условиях потепления климата на Земле нельзя исключить возможность возникновения опасных инфекций неизвестной природы за счет активации древней микрофлоры и возможности переноса бактериофагами факторов вирулентности и патогенности.

Поскольку вечная мерзлота занимает огромные территории нашей страны значение их хозяйственного потенциала несомненно. Систематические данные о структуре и состоянии микробных сообществ на этих территориях дают возможность оценить потенциальные риски биоопасности региона в целом.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00-296а.

Литература

1. Звягинцев Д.Г. Значение анабиоза в жизни почвенных микроорганизмов // Торможение жизнедеятельности клеток / Под ред. М.Е. Беккера. Рига: "Зинатне", 1987. С. 32–43.
2. Воробьева Е.А., Гиличинский Д.А., Соина В.С. Жизнь в криосфере: взгляд на проблему // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 2. С. 60–66.
3. Katayama T., Tanaka M., Moriizumi J., Nakamura T., Brouchkov A., Douglas T.A., Fukuda M., Tomita F., Asano K. Phylogenetic analysis of bacteria preserved in a permafrost ice wedge for 25000 years // Appl. Environ. Microbiol. 2007. V. 73. № 7. P. 2360–2363.
4. Курчатова А.Н., Рогов В.В. Подземный лед как среда обитания микроорганизмов // Материалы 4-ой конференции геокриологов России. М. Университетская книга. 2011. с. 345–350.
5. Ершов Э.Д. Общая геокриология. М. Изд-во МГУ. 2002. 682 с.
6. Allen B., Willner D., Oechel W.C., Lipson D. Top-down control of microbial activity and biomass in an Arctic soil ecosystem // Environ. Microbiol. 2010. V.12. P.642-648.
7. Meiring T.L., Tuffin I. M., Cary C., Cowan D.A. Genome sequence of emperate bacteriophage Pysmv2 from Antarctic Dry Valley soil isolate Psychrobacter sp. MV2 // Extremophiles. 2012. V.16. P.715-726.
8. Rakonjac J., Bennett N. J., Spagnuolo J., Gagic D., Russel M. Filamentous Bacteriophage: Biology, Phage Display and Nanotechnology Applications // Curr. Issues Mol. Biol. 2012. V.13. P. 51-76.
9. Z-Ch. Yu, X-L. Chen, Q-T. Schen et al. Filamentous phages prevalent in *Pseudoalteromonas* spp. confer properties advantageous to host survival in Arctic sea ice // ISME journal 2015. V.9, P. 871-881.

Часть 12

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

ОСОБЕННОСТИ КАРТИРОВАНИЯ ДИНАМИКИ МЕРЗЛОТНЫХ УСЛОВИЙ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.В. Балмашева

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова,
геологический факультет, Москва, Россия;

ООО «ИнжГео», Москва, Россия; balmashevavv@gmail.com

Геологическое картирование является неотъемлемой частью всех изысканий, которые проводятся специалистами, решающими комплексные задачи. Это универсальный инструмент, который помогает видеть картину геологических условий не только в частности по отдельным параметрам, но и анализировать специфические вопросы в совокупности со всем массивом данных. Поэтому при составлении любого рода геологических карт необходимо уделять огромное внимание технологии и методике интерпретации данных с целью уменьшения погрешности.

SPECIFIC FEATURES OF GEOCRYOLOGICAL MAPPING OF THE FROZEN AREA'S DYNAMICS IN WESTERN SYBERIA

V.V. Balmasheva

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;
LLC «InjGeo», Moscow, Russia

Geological mapping is said to be a great scientific and practical significance in Applied Geology. Mapping is carried out to solve complex problems, and is used as the instrument for carrying local geological engineering survey to study the development of common exogenous processes taking place in the territory of investigations. Planned investigation devotes to mapping the dynamics of permafrost conditions in Western Siberia - a complex process of research and production methods that need to be continuously adjusted in the process of solving a problem. The process of mapping filled with various information always depends on the interpreter and his vision of the current picture.

Региональное геологическое картирование проводится с целью получения комплексной геологической информации, составляющей основу системного геологического изучения территории исследования и прогнозирования изменений, приуроченных территориально к экономически и социально важным областям нашей великой страны. На данный момент картирование проводят как для решения комплексных крупных задач, так и при проведении локальных инженерно-геологических изысканий с целью изучения развития общих экзогенных процессов, имеющих место на территории изысканий. Оно призвано обеспечивать геологическое, инженерно-геологическое, геокриологическое, гидрогеологическое и экологическое обоснования и удовлетворения потребностей различных областей народного хозяйства и при решении широкого круга вопросов в области геологоразведки, горного дела, мелиорации, строительства, обороны, рационального природопользования, экологии.

Процесс составления карты, наполненной различной информацией, которая отражена в классификаторе карты, независимо от программного пакета, с помощью которого она была создана, включает в себя не только общие теоретические вопросы, но и вопросы методики, технологии и т.д. Чтобы понимать важность выбора методики и технологии составления карты, можно обратиться к различным картам и их классификаторам, наполненным по идее однотипной информацией и набором данных, но несущих абсолютно противоположный смысл, так как при составлении их использовались различные методики, поэтому результат интерпретации данных отличается.

Самым натурным способом составления карт является процесс картирования методом полевых маршрутных исследований, который в свою очередь называется геологической съемкой. При этом само геологическое картографирование происходит путем камерального обобщения материалов геологической съемки и других данных.

При картировании исследователь может решать следующие задачи:

1. Выявление закономерностей формирования тех или иных геологических условий исследуемого региона;
2. Прогнозирования развития экзогенных процессов, при выявлении закономерностей формирования условий;
3. Разработка геологического обоснования долгосрочных и краткосрочных программ по оценке современного состояния инженерно-геологических условий исследуемого района;
4. Проведение геоисторического анализа территории исследований.

При построении карты мы строим модель пространственных данных, состоящую из различных картографических элементов. Для решения поставленной нами задачи необходимо отойти от традиционного взгляда на картографию, который подразумевал, что карта является конечным продуктом, информирующим пользователя о пространственном распределении информации через использование различных наборов символов, классификацию и т.д. Этот традиционный взгляд на картографию является ограничением для исследователя, так как при таком подходе нам недоступна исходная, не классифицированная информация.

Перед нами поставлена задача отображения динамики инженерно-геокриологических условий Западной Сибири. Если подходить к решению данной задачи не научным методом, не теоретическим, то для достижения поставленной цели необходимо потратить огромное количество временных и фактических ресурсов, так как для картирования и проведения мониторинга такой крупной территории понадобится много разовые маршрутные наблюдения, анализ огромного количества архивных данных, проведения геокриологической съемки и т.д. При чем погрешность при анализе и интерполяции такого крупного массива данных может стремиться к бесконечности, так как огромная площадь исследуемого региона уже подверглась антропогенному изменению, поэтому при проведении съемки в этих точках, а затем последующей интерполяции данных, исходные значения будут сильно искажать результирующую информацию.

Если применить к уже имеющемуся массиву данных новый взгляд, то у нас появится возможность получить доступ к исходным данным. В работу берется Геокриологическая карта СССР Масштаба 1:2 500 000, на которой специальное содержание карты дано по состоянию на 1986 год, административное устройство территории СССР – по состоянию на 1 января 1991 года, названия географических объектов – по состоянию на 1 января 1996 года [8]. Данная карта была оцифрована с помощью компьютерных геоинформационных технологий, тем самым дав пользователям доступ к исходным данным для последующей переклассификации.

Данная карта теперь может быть использована не только как инструмент сообщения информации, но и позволять анализировать данные. Тем самым мы можем не просто просматривать пространственные распределения массива информации, но и построить обновленные модели.

Имея конечный продукт (массив данных) мы сможем перегруппировать эти данные в соответствии с изменившимися целями исследования. При этом, чтобы построить своего рода модель, отображающую изменение динамики геокриологических условий, картографические объекты, классификатор, а также картографические символы (точки, линии и области) и их приуроченность будут оставлены в прежнем состоянии.

Основное внимание при построении нашей модели изменения динамики будет уделено классификатору, который будет создан нами. Он, с одной стороны, должен быть классическим и не перегруженным информацией, а с другой стороны должен соответствовать классификатору-предшественнику.

Характеристики, связанные с картографическими объектами, будут выведены в виде атрибутов и отразятся различными картографическими символами. Символы, в свою очередь, должны иметь ключ к их пониманию, называемый легендой карты. Легенда фактически будет соединять картографические объекты с их атрибутами, после чего каждый из них может быть воспринят в качестве реального картографируемого объекта со всеми его характеристиками.

Так как за основу нами будет взята карта масштаба 1:2 500 000, то следует отметить, что несмотря на детальность классификатора данной карты, она является сводной и обзорной картой, служит для получения обобщенной геокриологической информации, проведения межрегиональных сопоставлений и решения глобальных построений. Данная карта обеспечивает получения фундаментальной информации о геокриологических условиях нашей страны. Но даже в таком масштабе данная карта может быть использована для изучения динамики геокриологических процессов как в локальном, так и в региональном отношении.

Нам необходимо выбрать, какое именно геокриологическое событие мы будем анализировать и моделировать. Основным критерием выбора является:

- ✓ Пространственная выдержанность параметра по всей изучаемой территории;
- ✓ Доступные данные современного состояния данного параметра;
- ✓ Количественная достаточность данных для построения пространственно-временного анализа параметра;
- ✓ Достоверность исследуемого параметра в результате временной изменчивости под антропогенным воздействием.

Все характеристики, которые будут выбраны в качестве предмета картирования, будут использованы в построении математической модели, так как без моделирования геокриологических условий невозможно будет отобразить картину на глубину исследования, представленную на исходной карте.

Для достоверности полученного картирования необходимо четко разработать методику и технологию привязки данных к объектам картографии, так как при интерполяции вновь смоделированных данных по исходным параметрам, которые весьма устарели – погрешность в отображении современного состояния динамики геокриологических условий может быть весьма приличной. Поэтому, помимо анализа блока данных, представленных на геокриологической карте СССР масштаба 1:2 500 000, смоделированных значений по данным метеостанций и других тематических карт, обязательно будут привлечены в работу архивные материалы по проведенным инженерно-геологическим изысканиям на данной территории.

Рассматривая принцип картирования стоит обратиться к таблице 1.

Таблица 1 – Принципы картирования

Принципы картирования:	Вещественный (исходная карта)	Геокриодинамический (исходная карта+обновленные данные)
Объекты картирования:	1. Распространение и среднегодовая температура мерзлых и талых пород 2. Мощность мерзлых и талых пород 3. Распространение криогенных явлений 4. Генетические типы неоген-четвертичных отложений и их геокриологическая характеристика	1. Смоделированные актуализированные данные, полученные расчетным методом и путем аппроксимации архивных данных (климатически параметры, растительность) 2. Блоки массивов данных, добавленные в обновленных классификатор
Уровни обобщения:	Элементарные распространения криогенных явлений и среднегодовой температуры мерзлых и талых пород, типы сезонного промерзания и оттаивания пород	Региональные изменения исходных характеристик, полученные путем регистрирования отклонения исходных параметров, взятых из классификатора геокриологической карты СССР и актуализированной информации
Картографические пространственные элементы:	Точки, линии, площадные объекты	

Итоговая карта динамики мерзлотных процессов будет представлять собой шаблон изображения на топографической основе с помощью условных знаков и исходного классификатора изменения входных параметров во времени и под действием антропогенных процессов. Стоит отметить, что немаловажным этапом работы над картированием динамики является генерализация данных. Под генерализацией понимается целенаправленное обобщение всего материала для изображения на карте основных, типичных черт геокриологических условий, соответствующих типу и масштабу карты [4]. Также необходимо будет провести и детализацию, под которой в свою очередь подразумевается процесс отбора характерных особенностей, детализирующих внутреннее строение генерализированных объектов и второстепенных деталей [4]. Степень детализации будет определяться погрешностью полученных в ходе проведения расчетов данных. Тем самым, при проведении двух вышеуказанных операций будет нивелирована ошибка интерполяции архивных и расчетных данных, также наполненность карты будет в меньшей степени схематическая.

Процесс генерализации будет осуществляться в два этапа. Первый - это генерализация легенды, то есть выбор основных показателей характеристики изображаемых объектов, определяющих содержание карты. На втором этапе осуществляется отбор территориально выраженных объектов картографирования, наносимых на карту в соответствии с принятыми подразделениями легенды и имеющих в натуре размеры, соответствующие масштабу.

Планируемое картирование, посвященное отображению динамики мерзлотных условий Западной Сибири – сложный научно-производственный процесс, методы которого необходимо будет непрерывно корректировать в процессе решения той или иной задачи. При построении данных слоев модели карты необходимо будет всегда учитывать первостепенные задачи данной работы:

- Формирование единого банка информации с исходными данными геокриологических параметров, снятых с геокриологической карты СССР и с полученными параметрами в ходе проведения расчетов;
- При современных требованиях к повышению прогнозной эффективности карт такого типа, необходимо провести наиболее точную интерполяцию данных, полученных расчетными методами, для более верной актуализации имеющихся геокриологических характеристик.



Рисунок 1 – Схематическое планирование методики картирования

Литература

1. Апродов ВА. Геологическое картирование. - М.:Госгеолиздат, 1952. - 371 с.
2. Аэрокосмические методы геологических исследований/Под ред. А.В. Перцова; - СПб.: ВСЕГЕИ, - СПб, 2000. - 316 с
3. Ганешин Г.С. Геоморфологическое картирование и картирование четвертичных отложений при геолого-съёмочных работах. -М.:Недра, 1979. - 112 с.
4. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000/Роскомнедра. - М., 1995. - 244 с.
5. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. - М.:Недра, 1984. – 464 с.
6. Создание Гостеолкарты-200 с применением компьютерных технологий: Методическое руководство/М-во природных ресурсов РФ. -СПб: ВСЕГЕИ, 1999. - 174 с.
7. Коллектив авторов. Геокриологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 на 16 листах. Государственная картографическая фабрика. Винница (Украина), 1996 г.
8. Ершов Э.Д., Кондратьева К.А., Зайцев В.Н. Геокриологическая карта бывшего СССР м-ба 1:2 500 000 и ее значение при изучении и освоении криолитозоны. Тезисы докладов международной конференции «Проблемы криологии Земли». Пушино, 1997. – с. 50-52

МЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ КАРСКОГО ШЕЛЬФА (РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕСТОВОГО МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

А.В. Гаврилов, Г.П. Пустовойт

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Геологический факультет, gavrilov37@bk.ru, g-p-p@yandex.ru

Представлены результаты тестового математического моделирования распространения и глубин залегания подошвы многолетнемерзлых пород в пределах изученной части Карского шельфа.

PERMAFROST OF THE KARA SHELF (THE RESULTS OF THE TEST OF MATHEMATICAL MODELING)

A.V. Gavrilov, G.P. Pustovoyt

Moscow state University. M. V. Lomonosov
Geology Department, gavrilov37@bk.ru, g-p-p@yandex.ru

The results of the test of mathematical modeling of the spread and depth of the soles of permafrost within the studied part of the Kara shelf.

Постановка проблемы. Поиск, разведка и разработка месторождений углеводородов на шельфе давно поставили на повестку дня составление геокриологических карт на акваторию арктических морей России. В связи с малочисленностью геокриологических данных и высокой стоимостью их получения математическое моделирование остается основным путем их составления. В 2000-е гг. стремительно повысился информационный уровень четвертичной геологии западного сектора Арктики и глобальной палеогеографии, лежащий в основе реалистичности составляемых палеогеографических сценариев, необходимых для моделирования. Прежние карты на Карский шельф составлены в XX веке и требуют актуализации.

История изучения. О существовании многолетнемерзлых пород (ММП) на Карском шельфе было известно еще при М.В. Ломоносове из донесений землепроходцев и рудознатцев. Более конкретные сведения были получены в 1930-х гг. В.П. Кальяновым. Но его суждения в основном также основывались на косвенных данных: невозможности отобрать донные осадки дночерпателем.

Первые свидетельства существования субмаринных ММП были получены при бурении в ходе инженерно-геологических изысканий Севморгео и ВНИИМоргео в створе проектируемого докерного перехода через Байдацкую губу в 1976 г. В 1978-80 гг. Игарской НИМС (Н.Ф. Григорьев) были получены данные о мерзлых породах береговой зоны в районе м. Харасавэй. С начала 1980-х гг. стали разворачиваться планомерные инженерно-геологические изыскания нефтегазоносных структур Приамальского шельфа, проводимые АМИГЭ, а также другими организациями. Изыскания включали геокриологические исследования, результаты которые освещены в публикациях В.Р. Бондарева, И.Д. Данилова, А.Г. Длугача, Л.А. Жигарева, В.П. Мельникова, Я.В. Неизвестнова, С.И. Рокоса, В.И. Спесивцева и др.

Задолго до получения первых буровых свидетельств существования субмаринных ММП их распространение фиксировалось на обзорных геокриологических картах [13; 3]. В таком же опережающем режиме были определены распространение и мощность ММП на Карском шельфе с помощью теплофизических расчетов [17]. При задании существования в зырянское время ледника толщиной 800 м и морских условий в последние 50 тыс. лет (т.л.) было осуществлено подразделение шельфа в зависимости

от глубин моря. Геокриологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 [6] составлена на основе расчетной карты В.А. Соловьева, Г.Д. Гинзбурга и Я.В. Неизвестнова. Однако легенда Геокриологической карты, разработанная применительно к отображению субаэральных ММП, не позволила в должной мере отразить содержание карты указанных авторов.

Данные о распространении и мощности ММП, необходимые для тестового моделирования. Карский шельф в прибрежной части характеризуется сплошным распространением ММП, которое, начиная с изобат 15-20 м, становится прерывистым, а далее - островным. Массивы реликтовых ММП среди охлажденных пород по натурным данным сохранились на изобатах 100-115 м [11; 4]. Эти сведения согласуются с сейсмоакустическими данными, согласно которым основная масса сейсмоакустических маркеров мерзлых пород фиксируется до изобаты 120 м [15].

Помимо распространения ММП в настоящей работе определялась глубина залегания подошвы ММП. Скважин, прошедших толщу ММП полностью там, где ее можно считать максимальной или, по крайней мере, типичной, - нет. Значения глубины подошвы являются оценочными. Считается, что в зоне сплошного распространения она достигает 150 м, редко – более, выше толщи ММП развит слой охлажденных пород, мощность которого изменяется от 2-4 до 45 м с трендом погружения кровли ММП с увеличением глубин моря [4; 12].

Сценарий развития природной среды Карского шельфа в последние 130 т.л. В сценарии (геотемпературной модели) учитываются динамика температуры воздуха, уровня и глубин моря, температуры придонной воды, развитие ледников, гляциоизостатические движения. Изменения перечисленных элементов природной среды в пространстве и времени переводятся в температуру поверхности пород.

Существующие модели истории развития региона и концепция модели авторов. В настоящее время по меньшей мере существуют две концепции истории развития Карского шельфа: маринистская и глядиолистская. Первая, базируясь на выделении морских террас на полуостровах Ямал и Гыдан, отрицает развитие оледенений в холодный этап позднего неоплейстоцена (Г.И. Лазуков, В.В. Баулин, В.Т. Трофимов, Н.А. Шполянская, И.Д. Стрелецкая и др.). Представители ледниковой концепции развития этих полуостровов (В.И. Астахов, J. Mangerud, S.L. Forman, В.Н. Гатауллин и др.) приводят многочисленные свидетельства деятельности разновозрастных ледников. В то же время они отрицают развитие трансгрессий в холодный этап позднего неоплейстоцена, считая недостоверными ¹⁴C датировки морских осадков, полученные в 1980-е гг. по большим объемам органики.

По нашему мнению на Карском шельфе формировались ледники, надвигавшиеся на низменности Ямала, Гыдана и Таймыра. Они являлись причиной гляциоизостатических трансгрессий на полуостровах, формируя указанные выше морские террасы. Объяснять позднеплейстоценовые трансгрессии тектоникой, как это делают маринисты, в эпоху, когда уровень моря понижался на 100-140 м, невозможно. Ведь суммарное поднятие Ямала за олигоцен-четвертичное время не превышает 150-200 м [5], что составляет 0,5 м за 100 тыс. лет.

Ледниковая концепция, по нашему мнению, тоже вызывает возражения. Валидность датировок 1980-х гг. по большим объемам органики доказана в настоящее время повторным датированием в AMS-модификации на Таймыре [8] и Колгуеве. Таким образом, на Ямале, Гыдане, в низовьях Енисея в позднем неоплейстоцене имели место оледенения, а формировались они на Карском шельфе. Понижения ложа ледников по мере деградации ледников предопределяли трансгрессии моря, за счет которых формировались морские террасы. Абс. высоты II террасы достигают 40 м III, IV-ой – 70, а наивысшие - 85-100 м

Расчетный период. В качестве начальных условий математического моделирования принято время термического и океанологического оптимумов МИС (морская изотопная стадия) 5е (около 130-117 т.л.н.). Палеогеография этого периода хорошо изучена для западного сектора Российской Арктики, что обеспечивает корректность задания указанных условий.

Хроностратиграфические подразделения, характеризуемые в сценарии. Модель построена в соответствии с хроностратиграфической схемой западного сектора Арктики, основывающейся на ЭПР, ThU, IRSL, ОСЛ и AMS¹⁴C данных позднего неоплейстоцена и голоцена [21; 1; 2]. В соответствии со всей совокупностью полученных для Карского шельфа и побережья палеогеографических данных построены ландшафтно-климатические и геотемпературные реконструкции в виде серии картосхем на такие интервалы как МИС-5е, оледенения МИС-5б-а, МИС-4, МИС-2, период высокого уровня моря в МИС-3, этапы хода голоценовой трансгрессии моря.

Использование глобальных гляциоэвстатических кривых [19] производилось в комплексе с данными, позволяющими учесть широтные различия в ходе изменения уровня океана [9]. Для реконструкции хода голоценовой трансгрессии моря использовались данные [18; 16].

Ледник МИС-2 занимал примерно 1/3 современной акватории [21] и имел мощность, согласно моделированию [20], 300 м. Его граница располагалась к востоку от Новой Земли. Данные о реликтовых ММП приурочены к широкой перигляциальной зоне, простирающейся вдоль юго-восточного побережья. Глубокое протаивание толщи ММП сверху является косвенным свидетельством оледенения шельфа: столь глубокого массивованного протаивания мерзлых пород сверху на соседнем - внеледниковом - шельфе моря Лаптевых нет. По нашему мнению оно обуславливалось воздействием подпрудных приледниковых водоемов.

Геолого-тектоническая модель построена на основании тектонического районирования Баренцево-Карского региона, данных по геотермическому потоку (**q**) и геологическому строению шельфа, зафиксированного в глубоких скважинах в его пределах, а также на п-ве Ямал и о. Свердруп [7; 10]. Физические и теплофизические свойства пород выбирались из данных [10; 7].

Одним из наиболее мощных факторов, ограничивающих глубину промерзания в период осушения шельфа и обуславливающих быстроту деградации ММП в период его затопления, является величина **q**. В пределах Карского шельфа имеется всего четыре пункта ее измерения: 73 и 76 мВт/м² в центральной части Южно-Карской плиты (юго-западная часть Карского моря), 54 и 53 мВт/м², приуроченные к островам Белый (также Южно-Карская плита) и Свердруп (Северо-Сибирский порог) соответственно [14]. Значения 73 и 76 мВт/м² предположительно, относятся к Ленинградской и Русановской структурам соответственно. На Ямале подавляющее количество данных укладываются в интервал 51-75 мВт/м². В дифференциации **q** авторами [14], правда, применительно к Баренцеву шельфу, выявлены две закономерности. Первая: на континентальной окраине плотность потока на 25 мВт/м² выше, чем на прилегающей суше. Эта зависимость в Карском регионе иллюстрируется более высокими значениями **q** на шельфе, нежели на п-ве Ямал и о. Белом. Вторая закономерность заключается в том, что подъем изотермических поверхностей («температурный купол») обычно приурочен к нефтегазовым месторождениям. Из этого можно сделать вывод, что положительные структуры нефтегазовых месторождений, к которым относятся Русановская и Ленинградская структуры, отличаются более значительными величинами **q** по сравнению с отрицательными. Таким образом, положительные структуры можно характеризовать значениями 73-76 мВт/м². Для характеристики

отрицательных шельфовых структур, которые остались неопределенными, мы воспользовались данными для Ямала и, приняв во внимание зависимости, выведенные авторами [14], приняли средние по полуострову ($60\text{--}65 \text{ мВт/м}^2$) в качестве значений q .

Результаты моделирования. Решалась задача теплопроводности типа Стефана в одномерной постановке. На верхней границе задавалась динамика температуры пород в соответствии с палеогеографическим сценарием, на нижней – геотермический градиент. Последний определялся в соответствии с данными q [14] и теплопроводностью пород [10; 7]. Вертикальный размер модели составлял 2000 м.

Расчет осуществлялся для Южно-Карской плиты и Северо-Сибирского порога. Для положительных структур Южно-Карской плиты при $q=75 \text{ мВт/м}^2$ были получены следующие данные. На изобате 15 м глубина залегания подошвы деградирующих толщ ММП составила 150 м. Эта величина полностью соответствует выше приведенным данным, которые принимаются в качестве фактических. На изобате 30 м глубина подошвы ММП при указанном значении q будет составлять 144, на изобате 50 м – 118, на изобате 120 м – 30 м. Изобаты 115–120 м, согласно буровым и сейсмоакустическим, являются ограничивающими область распространения ММП на Карском шельфе.

Для отрицательных структур Южно-Карской плиты при $q=63 \text{ мВт/м}^2$ модельные глубины подошвы ММП составили: 190, 175, 153 и 64 м на изобатах 15, 30, 50 и 120 м соответственно.

Моделирование производилось при условии отсутствия протаивания ММП сверху. В реалиях протаивание сверху было и было весьма значительным. «Работали» не только приледниковые водоемы. Им помогало оттаивание донных осадков под действием летнего радиационного прогрева придонной воды в интервале глубин моря 2–7 м, который не миновал ни один из участков шельфа в ходе голоценовой трансгрессии моря. При бурении на изобатах 40–50 м при известном существовании мерзлых толщ ни одна из инженерно-геологических скважин глубиной 50 м не смогла достать до кровли деградирующих мерзлых пород [4]. Протаивание толщи ММП сверху сокращало температуру деградирующих ММП, что ускоряло протаивание снизу. Поэтому реальные глубины залегания подошвы мерзлых пород должны быть меньше модельных.

Моделирование хода деградации ММП в пределах Северо-Сибирского порога произведено по данным параметрической скважины на о. Свердруп, где q составляет 53 мВт/м^2 , а мощность субэвальных ММП 450 м [7]. Здесь результаты расчета глубины подошвы ММП показали следующее. В перигляциальной части глубины они составили 264 и 240 м на изобатах 15 и 30 м соответственно; в ледниковой – 172 и 92 м – на изобатах 50 и 120 м соответственно.

Выводы. 1. Апробация палеогеографического сценария и геологической модели рассмотренной части Карского шельфа показала в целом их удовлетворительное соответствие фактическим данным.

2. В рассмотренной части Карского шельфа большую роль в деградации толщи ММП снизу, по-видимому, играет аналогичный процесс, осуществляющийся сверху. Моделирование эволюции подошвы мерзлых толщ поэтому целесообразно сопровождать расчетом протаивания ММП сверху в ходе трансгрессии моря.

3. Результаты расчета показывают, что глубина залегания подошвы ММП на двух участках, отстоящих друг от друга на $1,5^\circ\text{с.ш.}$ и 15°в.д. , если принять одинаковые значения q , различаются на 40–50 м. Эти данные позволяют оценить максимальные глубины подошвы ММП на мелководье в перигляциальной зоне северо-восточной части Карского шельфа не менее чем в 300–350 м.

Литература.

1. Астахов В.И. К позднелейстоценовой истории запада Евразийской Арктики // Вестник Санкт-Петербургского ун-та, 2007, сер. 7, вып. 1, с. 3-20.
2. Астахов В.И., Назаров Д.В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Вестник СПбГУ, география и геология, 2010, вып. 43, с. 36-47.
3. Баранов И.Я. Геокриологическая карта СССР. Масштаб 1:10 000 000 (пояснительная записка). М.: 1960, 48 с.
4. Баулин В.В., Иванова Н.В., Ривкин Ф.М. и др. Прибрежная криолитозона северо-западного Ямала: проблемы освоения // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 1, с. 28-37.
5. Варламов И.П. и др. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (Объяснительная записка к геоморфологической карте Западно-Сибирской равнины масштаба 1:1 500 000), Тр. СНИИПТИМС, 1972, вып. 134.
6. Геокриологическая карта СССР, м-б 1:2 500 000 (Ред. Э.Д.Ершов). М., МГУ, геологический ф-т, 1991.
7. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5, Арктические и дальневосточные моря, книга 1, СПб, изд-во ВСЕГЕИ, 2004, 468 с.
8. Гуськов С.А., Кузьмин Я.В., Левчук, Л.К., Бурр Дж. С. Первые радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер из каргинских морских отложений на полуострове Таймыр (север Средней Сибири) и их интерпретация // Докл РФ, 2008, т. 421, № 6, с. 795-797.
9. Клите Р.К., Тараканов Ю.А. Влияние на уровень океана гравитационных аномалий // История гидросферы. М., Научный мир, 1998, с. 223-234.
10. Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения (ред. Ю.К. Васильчука, Г.В. Крылова, Е.Е. Подборного). Тюмень, ООО ТюменьНИИгазпрогаз, СПб, Недра, 2006, 347 с.
11. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск, Наука, 1995, 198 с.
12. Неизвестнов Я.В., Боровик О.В., Козлов С.А., Холмянский М.А. Поддонная криолитозона Баренцева, Карского и Белого морей // Материалы Третьей конференции геокриологов России, т. 3, М., Изд-во МГУ, 2005, с. 184-190.
13. Пархоменко С.Г. Схематическая карта районов мерзлоты и глубокого промерзания почвы в СССР // Тр. ЦНИИГАиК, 1937, вып. 16.
14. Подгорных Л.В. Тепловой поток // Геология и полезные ископаемые России, т. 5 Арктические и дальневосточные моря, кн. 1 Арктические моря, СПб, 2004, с. 43-45.
15. Рекант П.В., Васильев А.А. Распространение субкавалных многолетнемерзлых пород на шельфе Карского моря // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, с. 69-72.
16. Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Степанова А.Ю. и др. Изменения палеосреды шельфов морей Лаптевых и Карского в ходе последлениковой трансгрессии (по ископаемым остракодам и фораминиферам) // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. Современное состояние и история развития., Изд-во МГУ, 2009, с. 384-409.
17. Чеховский А.Л. О распространении многолетнемерзлых пород под дном Карского моря. М., Тр. ПНИИИС, 1972, т. 18, с. 100-110.
18. Bauch H.A., Muller-Lupp T, Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the Northern Siberia margin. // "Global and Planetary Change" 31 (2001) ELSEVIER, p. 125-139.
19. Lambeck K., Chappell J. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle // Science, 2001, v. 292, 27 april, p. 679-686.
20. Siegert M.J., Dowdeswell J.A. Numerical reconstructions of the Eurasian Ice Sheet and climate during the Late Weichselian // Quaternary science reviews, 23, 2004, p. 1273-1284.
21. Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary science reviews, 23, 2004., p. 1229-1271.

ПОДХОДЫ К СОЗДАНИЮ ГИС «КАМЕННЫЕ ГЛЕТЧЕРЫ АЛТАЯ»

О.В. Останин¹, Г.С. Дьякова²

Алтайский государственный университет, г. Барнаул;

¹ostanin_oleg@mail.ru, ²galinabarnaul@mail.ru

На территории Алтая каменные глетчеры располагаются в труднодоступных горных регионах, и еще 40 лет назад о них имелись лишь отдельные отрывочные сведения. Нами была

выполнена работа по выявлению и каталогизации данных объектов на территории Алтая. Результаты представлены в виде электронного каталога «Каменные глетчеры Алтая» в геоинформационной среде. Данный ГИС-проект содержит каталог каменных глетчеров, данные ДЗЗ и полевых экспедиционных исследований и позволяет, в частности, выявить закономерности пространственного распределения данных образований на территории исследования.

APPROACH TO THE CREATION OF GIS «ROCK GLACIERS OF THE ALTAI»

O.V. Ostanin¹, G.S. Dyakova²

Altai State University, Barnaul

¹ostanin_oleg@mail.ru, ²galinabarnaul@mail.ru

Rock glaciers are located in difficult mountain regions on the territory of the Altai, and else 40 years ago there were only a few scraps of information about them. The work on the identification and cataloging of these objects on the territory of the Altai was performed by us. The results are presented in the form of an electronic catalog «Rock glaciers of the Altai» in geoinformation environment. GIS project contains a catalog of rock glaciers, remote sensing data and data of field research and allows to identify, in particular, patterns of spatial distribution of these formations on the territory of our investigations.

Каменные глетчеры имеют широкое распространение в горных странах мира. Они формируются преимущественно в условиях гляциальной и перигляциальной зоны. Несмотря на то, что эти формы рельефа изучаются уже более ста лет, и посвященной им литературы насчитывается более тысячи источников, многие вопросы, связанные с их распространением и особенностями формирования и развития, остаются не решенными. Анализ накопившегося к настоящему времени фактического материала в нашей стране был дан А.Ф. Глазовским [6], А.П. Горбуновым [7-9] и А.А. Галаниным [5]. Наиболее фундаментальным обобщением сведений о каменных глетчерах, изданным за рубежом, является библиографический сборник под редакцией Дж.Д. Витека, Дж.Р. Гиардино, Дж.Р. Шродерамла [3] и работа Д. Барша [1].

Каменные глетчеры широко распространены на территории Алтая и довольно плотно «соседствуют» как с природными (реки, озера, леса, ледники, обвалы, оползни и пр.), так и с антропогенными объектами (дороги, ЛЭП, отвалы, поселки и пр.). Но, не смотря на широкое распространение данных образований, они слабо изучены. Исследованием отдельных вопросов, связанных с каменными глетчерами на Алтае в разные годы занимались Ивановский Л.Н. [14], Заморуев В.В. [13], Соломина О.Н. [22], Агатова А.Р. [4], Михайлов Н.Н. [15-18], Останин О.В. [19, 20], Дьякова Г.С. [10-12] и другие.

Первые исследования, в которых указывались количественные описания каменных глетчеров Алтая, особенности их очертаний и положений были предприняты группой исследователей во главе с Fujii Y. [2] и Михайловым Н.Н. [16-18] в период с 2003 по 2006 гг. на Южно-Чуйском хребте Центрального Алтая. Был составлен довольно подробный каталог каменных глетчеров на долину р. Аккол (44 каменных глетчера). Позднее группой исследователей под руководством Чистякова К.В. [23] была получена количественная информация о каменных глетчерах на горном массиве Монгут-Тайга в Восточном Алтае (17 каменных глетчеров).

Нами были продолжены работы по каталогизации каменных глетчеров Алтая в виде создания ГИС-проекта, в ходе которого решались следующие задачи:

- дешифрирование каменных глетчеров;
- сбор и структурирование данных по каждому выделенному объекту;

- выявление закономерностей пространственного распределения данных образований;

- отображение расположения данных образований относительно природных и антропогенных объектов, в том числе существующих и проектируемых инженерных сооружений.

Исходными материалами при создании ГИС-проекта были данные дистанционного зондирования Земли (космические снимки различного разрешения цифровые модели рельефа), топографические и тематические карты разных масштабов и данные полевых экспедиционных исследований на ключевых участках.

Для создания ГИС-проекта использовались программы ENVI, SAS.Planet, ArcGIS. ENVI позволяет интегрировать данные дистанционного зондирования в картографические и ГИС-проекты, проводить операции по визуализации и геокоррекции изображения. SAS.Planet – позволяет просматривать и загружать изображения космических снимков высокого разрешения, изображения топографических и тематических карт представляемых различными интернет сервисами. ArcGIS – сводит различную пространственную информацию в единую многослойную базу данных, визуализировать географическую информацию, в том числе по запросу, манипулировать пространственно-распределённой информацией и проводить её анализ, осуществлять компоновку и окончательное оформление ГИС-проекта.

Геоинформационные технологии дают возможность эффективно использовать разные виды информации. Все её виды в базе данных, а также уровни представления связаны между собой сквозной системой ссылок и запросов. Вся базовая векторная и растровая информация существует в единых географических координатах. Вся дополнительная информация привязана к базовой основе с использованием географических координат. Это позволяет пользователю получать изображения любых типов на любой участок исследуемого района, манипулировать изображением, совмещать его с любым картографическим или другим материалом, имеющим географическую привязку, получать картографические изображения любых проекций и масштабов, по атрибутивным данным создавать собственные варианты карт.

При создании ГИС «Каменные глетчеры Алтая» использовались следующие подходы: 1) дешифрирование (выявление и описание) на космических снимках каменных глетчеров и смежных с ними образований и явлений; 2) анализ цифровых моделей рельефа; 3) геоинформационное моделирование (определение потенциальных мест формирования каменных глетчеров на основе орографических, геологических, климатических и прочих косвенных данных); 4) верификация полученных данных, включая данные полевых исследований.

При работе с космическими снимками использовались методы визуального дешифрирования данных дистанционного зондирования на основе гляцио-геоморфологического анализа и картографирования, а также ранее полученными полевыми данными. Основными дешифровочными признаками служили следующие морфологические особенности каменных глетчеров: в плане подковообразная выпуклая натечная формы, фронтальный уступ, заканчивающийся осыпным шлейфом, напорные и ударные валы у его основания, натечные ступени, придающие характерный ложбинно-грядовый рельеф, наличие во фронтальной их части множества ручьев и ключей.

Основой послужили: космические снимки LANDSAT (пространственное разрешение 28 и 14 м/пикселе) на весь район исследования, ALOS (пространственное разрешение 10 и 2,5 м/пикселе) и RapidEye на часть территории Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов (пространственное разрешение 6,5 м/пикселе), данные

полученные с помощью ПО «SAS.Planet», а также литературные материалы и материалы более ранних полевых исследований (2003-2015 гг.). Космические снимки LANDSAT использовались разновременные и разнотемпературные. Это позволило контролировать правильность выделения каменных глетчеров из-за разного отображения растительности, освещенности склонов на космических снимках, а также геоморфологической выраженности этих объектов на осенних и весенних снимках, за счет их «текстурирования» снежным покровом (ранним и «остаточным»).

При выделении каменных глетчеров, за один объект принимался отдельный поток с четко выраженными границами, визуально отделяющийся от соседних образований. В случае же, если данные образования располагались друг от друга настолько близко, что визуально отличить один поток от другого было практически невозможно, выделялись их комплексы.

Каждому каменному глетчеру в каталоге присваивался порядковый номер. При нумерации использовался принцип группировки образований по речным бассейнам, который применялся при каталогизации ледников [21]. Каменные глетчеры нумеровались по часовой стрелке, от устья главных рек вверх по правому берегу, последовательно в каждом притоке вплоть до истоков реки, и аналогично вниз по левому берегу. Образования, находящиеся непосредственно в долинах главных рек, нумеровались последовательно: им присваивался номер, следующий за номером ближайшего бассейна.

Одним из проблемных вопросов при картографировании каменных глетчеров было выделение их верхних границ. В ряде случаев проведение границы между осыпным конусом и телом присклонового каменного глетчера, а также между погребенным «мертвым» льдом, конечным моренным комплексом и приледниковым каменным глетчером было весьма условно, и базировалось на характеристиках лишайникового покрова и морфологии поверхности каменных глетчеров.

ГИС-проект «Каменные глетчеры Алтая» имеет несколько блоков:

- 1) «Базовый» содержит общегеографическую информацию: гидросеть (реки, озера, болота, ледники), границы водосборных бассейнов, водораздельные линии, изолинейная карта рельефа, высотные отметки, растительность, населенные пункты, дороги, и другие. Данные слои используются при компоновке карт;
- 2) Собственно «Каменные глетчеры» содержит информацию в виде контуров каменных глетчеров, с описанием их местоположения по отношению к другим формам рельефа, характеристикой рельефа поверхности, типа каменного глетчера, его формы, комплексности и динамической активности, их пространственного положения (географические координаты и абсолютная высота), экспозиции и углов наклона поверхности данных образований, их длине, ширине и площади;
- 3) «Природные условия»: представляет собой набор сведений о природной характеристике территории, в виде ряда тематических карт (в масштабе 1:500 000-1:100 000) – топографической, геологической, геоморфологической, ландшафтной, тектонической, карты термического режима, режима увлажнения, инсоляции и других.
- 4) «Картографические материалы» имеет две части: карты обзорного уровня (в масштабе 1:2 000 000-1:500 000) и карты локально-объектного уровня (в масштабе 1:200 000-1:50 000).

Слои, отображающие местоположение каменных глетчеров представлены в двух форматах векторных данных: точечном и полигональном, что позволяет корректно отображать их как на крупно-, так и на средне- и мелкомасштабных картах.

При каталогизации каменных глетчеров использовался бассейновый подход; территория исследования охватывает 4 крупных речных бассейна: бассейн р. Чуя, Аргут, Чулышман и верхнюю часть бассейна р. Катунь. Выбор данной территории

обоснован тем, что здесь сконцентрировано более 4500 (90%) каменных глетчеров Русского Алтая.

Каменные глетчеры распространены на территории исследования весьма неравномерно. Большая их часть приурочена к наиболее высоким хребтам Центрального Алтая: Катунскому, Северо-Чуйскому и Южно-Чуйскому. Также неравномерно распределены они и по бассейнам: наибольшее количество каменных глетчеров выявлено в бассейнах рек Чуя и Аргут (1502 и 1739 соответственно), немного меньше в бассейне верхней Катун (900 объектов) и Чулышмана (520 объектов).

Величина уклонов поверхности в местах расположения каменных глетчеров варьирует в широких пределах от 3 до 43° и в среднем составляет 15°.

Высотные пределы распространения каменных глетчеров на Алтае лежат в интервале от 1150 м (реликтовые формы) до 3500 м над ур.м. Высотное положение исследуемых образований практически не зависит от экспозиции: только на северо-западе граница распространения опускается несколько ниже (в среднем – 2519 м над ур.м.), а на юге поднимается выше (в среднем – 2761 м над ур.м.).

Экспозиционная приуроченность каменных глетчеров на территории исследования маловыразительна. Объекты сравнительно равномерно распространены по склонам различных экспозиций. Несколько большее их количество относится к склонам северной, северо-западной и южной экспозиций (15,9%, 14,9% и 14,6% соответственно). Отдельно следует отметить, что присклонные каменные глетчеры приурочены главным образом к склонам южной экспозиции, а приледниковые – северной.

Таким образом, использование геоинформационных систем при составлении каталогов каменных глетчеров открывает широкие возможности для выявления и описания данных образований, и предоставляет возможность сопряженного анализа процессов, протекающих в высокогорных регионах. В рамках создания ГИС-проекта «Каменные глетчеры Алтая» проведена инвентаризация данных образований, их морфогенетическая типизация и классификация, расчет морфометрических показателей и составление карты их распространения на исследуемой территории.

Литература

1. Barsch D. Rockglaciers. – Berlin, Springer-Verlag, 1996. – 331 p.
2. Fukui K., Fujii Y., Mikhailov N., Ostanin O., Iwahana Co.,a. The Lower Limit of Mountain Permafrost in the Russian Altai Mountains//Permafrost and Periglacial Processes. – 2007 – Vol. 18. – № 1. – P. 129-136. 155
3. Vitek J.D., Glardino J.R. et al. A bibliography on rock glaciers. Iklahoma State University. 1987.
4. Агатова А.Р., Ван Хьюл В., Мистрюков А. А. Динамика ледника Софийского (Юго-Восточный Алтай): последний ледниковый максимум – 20 век // Геоморфология. – 2002. – № 2. – С. 92-104.
5. Галанин А.А., Глушкова О.Ю. Каменные глетчеры северо-востока Азии // Материалы гляциологических исследований (МГИ). – 2005. – Вып. 98. – С. 30-43.
6. Глазовский А.Ф. Каменные глетчеры (состояние проблемы)// Криогенные явления высокогорий. – Новосибирск: Наука. 1978. – С. 59-72.
7. Горбунов А.П., Титков С.Н. Каменные ледники. – Новосибирск: Наука. 1988. – 110 с.
8. Горбунов А.П., Горбунова И.А. География каменных глетчеров мира. – М.: Товарищество научных изданий КМК. – 2010. – 131 с.
9. Горбунов А.П., Титков С.Н. Каменные глетчеры гор Средней Азии. – Якутск: Институт мерзлотоведения СО АН СССР. – 1989. – 164 с.
10. Дьякова Г.С., Останин О.В. Гляциально-мерзлотные каменные образования бассейна р. Чуя (Горный Алтай): монография. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2014. – 152 с.
11. Дьякова Г.С., Останин О.В. Гляциально-мерзлотные каменные образования Алтая: Южно-Чуйский хребет // География и природопользование Сибири. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2015. – Вып. 19. – С. 56-62.
12. Дьякова Г.С., Останин О.В. Каталогизация гляциально-мерзлотных каменных образований в бассейнах рек Юстыт и Бар-Бургазы (Восточный Алтай // Сборник научных статей международной

молодежной школы-семинара «Ломоносовские чтения на Алтае», Барнаул, 5-8 ноября, 2013: в 6 ч. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2013. – Ч. V. – С. 418-423.

13. Замаруев В.В. О строении и происхождении каменных глетчеров // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1981. – Т. 113. – Вып. 6. – С. 479-484.

14. Ивановский Л.Н. Каменные глетчеры и их возраст на Алтае // Вопр. динамической геоморфологии. Иркутск, 1977. – С. 125-137.

15. Михайлов Н.Н., Останин О.В. «Каменные глетчеры» Алтая как форма криогенно-склоновых и гляциальных процессов // Изв. АлтГУ. Сер. «География», 2004. – Вып. 3 (33). – С. 61-65.

16. Михайлов Н.Н., Останин О.В., Катаро Ф. «Каменные глетчеры» Алтая и перигляциальные процессы // Университетская география. Материалы Юбилейной научной конференции 9-10 декабря 2004 г. – М.: МГУ. Географический факультет - 2005а. – С. 177-183.

17. Михайлов Н.Н., Останин О.В., Тагильцева Е.В., Фукуи К. Мерзлотные каменные образования Юго-Восточного и Центрального Алтая // Рельеф и природопользование предгорных и низкогорных территорий. Материалы международной научно-практической конференции. Барнаул, 3-7 ноября 2005г. – Барнаул: Изд-во Алтайского университета. – 2005б. – С. 222-225.

18. Михайлов Н.Н., Останин О.В., Фукуи К. Гляциально-мерзлотные каменные образования Алтая и их изменения // Вестник СПбГУ. – Сер. 7. Геология, география. – №3. – 2007. – 221 с.

19. Останин О.В., Дьякова Г.С. Гляциально-мерзлотные каменные образования Центрального Алтая // «Известия АлтГУ». – Барнаул, 2013а. – С. 167-170.

20. Останин О.В., Дьякова Г.С. Морфодинамическая классификация каменных глетчеров Алтая // География и природопользование Сибири. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та. – 2013б. – Вып. 16. – С. 114-124.

21. Руководство по составлению Каталога ледников СССР / Гидрометеорологическое издательство: Ленинград, 1966. – 155 с.

22. Соломина О.Н., Чайко А.В., Чайко И.Е. Лихенометрическое датирование природных и антропогенных форм рельефа на Алтае // Геоморфология. 1992. - № 3. - С. 82-89.

23. Чистяков К.В., Москаленко И.Г., Ганюшкин Д. А. Многолетняя мерзлота массива Монгун-Тайга (Юго-Восточный Алтай) и ее динамика // Гляциология от Международного геофизического года до Международного полярного года. Тезисы докладов на XIV Гляциологическом симпозиуме. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН. – 2008. – С 134.

О ЛАНДШАФТНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ НА ОСНОВЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДИСТАНЦИОННЫХ ДАННЫХ

Е.И. Пижанкова¹, Г.Г. Осадчая², А.А. Попова³

¹МГУ им. М.В.Ломоносова, геологический ф-т, Москва, Россия, eipijankova@rambler.ru

²Ухтинский государственный технический университет, Ухта, Россия,
galgriosa@yandex.ru

³ОАО Фундаментпроект, Москва, Россия, aaogilvy@yandex.ru

Проанализированы имеющиеся картографические источники на территорию Печорского артезианского бассейна, выявлены разногласия в картировании четвертичных отложений и распространения ММП. Приведен алгоритм исследования морфологической структуры ландшафтов для выявления степени соответствия природной и геокриологической зональности. Описываются особенности использования дистанционных данных для геокриологического районирования. Кратко охарактеризована реакция криолитозоны территории на современное потепление климата.

ABOUT THE LANDSCAPE DIFFERENTIATION AND PERMAFROST ZONATION OF THE EUROPEAN NORTH-EAST OF RUSSIA BY THE USING OF REMOTE SENSING DATA

E.I. Pizhankova¹, G.G. Osadchaya², A.A. Popova³

¹Lomonosov Moscow State University , Faculty of Geology, Moscow, Russia,
epijankova@rambler.ru

²Ukhta State Technical University, Ukhta, Russia, galgriosa@yandex.ru

³Open Joint Stock Company «Fundamentproekt», Moscow, Russia, aaogilvy@yandex.ru

The analysis is the available mapping sources of Pechora artesian basin area. The differences have been identified for mapping of Quaternary sediments and the distribution of permafrost. The research algorithm of morphological structure of landscapes is given for the detection degree of conformity of the natural and geocryological zoning. Features of using remote sensing data are described for geocryological zoning. It was briefly described the reaction of permafrost zone on area modern climate warming.

Материалы аэрокосмической съемки впервые в широком масштабе использовались при работах по гидрогеологическому картированию м-ба 1:1 000 000 Печорского артезианского бассейна. При этом для севера территории решалась задача геокриологического районирования, в том числе на зональном уровне.

Основными параметрами криолитозоны являются характер распространения ММП по площади и по разрезу (сливающиеся и несливающиеся толщи), среднегодовая температура пород., глубина залегания верхней и нижней границ мерзлых пород (также называемых кровлей и подошвой), разность которых определяет вертикальную мощность толщи ММП, а также мощность сезонноталого слоя (СТС), криогенное строение и криогенные процессы.

В зависимости от сомкнутости многолетнемерзлых пород различают области (зоны/подзоны) их сплошного (ММП занимают более 90% площади), прерывистого (50-90%), массивно-островного (10-50%) и островного (менее 10%) распространения, между которыми можно провести условные границы [5]. Мощность современных ММП не огравивается, то есть участки с ультрамаломерзлотой (менее 3-5 м) и площади, где кровля мерзлоты заглублена, можно относить к многолетнемерзлым. Учет первых важен при экологических исследованиях, вторых - при характеристике гидрогеологических условий. При дешифрировании дистанционных данных в подобных случаях возникают определенные трудности, что приводит к неточностям в оценке мерзлотной ситуации.

Анализ карт геокриологического содержания масштаба 1:1 000 000 - 1:2 500 000 на территорию Европейского Северо-Востока России показал, что при едином принципе показа распространения ММП градация сомкнутости в процентах (пороговые значения) у разных авторов различна. На «Геокриологической карте СССР» [1] – это 1, 3, 20, 50, 80, 95, 97, 99% ММП – от талых пород до ММП сплошного распространения. Составленные позднее мелкомасштабные геокриологические карты [1,11] также напрямую не отражают мерзлотную зональность: на них показаны участки с различным распространением ММП, по сути не объединенные в зоны и подзоны. На «Карте инженерно-геокриологического районирования севера Тимано-Печорской НГП» масштаба 1:1 000 000 [8,12], построенной для верхнего горизонта криолитозоны, выделены пороги 3, 20, 50, 80% – от спорадического до преимущественно сплошного распространения ММП. На «Карте распространения ММП и средней годовой температуры горных пород Северо-Востока Европейской части СССР» [9] – это 30, 70, 90, 95% ММП. На «Карте мерзлотных условий Нечерноземной зоны РСФСР» [2] этих градаций вообще не существует, а показаны геолого-генетические комплексы отложений и температуры пород. На «Геокриологической карте Большеземельской тундры» [7] нанесены границы геокриологических подзон, где ММП имеют распространение 10, 50, 90%. При этом внутри зональных контуров показаны участки с различной степенью сплошности ММП. Конкретные указания на процент их

распространения по площади, а для подзоны сплошного распространения – процент распространения несквозных таликов, приводятся в ландшафтно-мерзлотной таблице, являющейся частью легенды к карте [7].

Таким образом, существующие геокриологические карты обзорных масштабов плохо сопоставимы, в лучшем случае совпадают геокриологические характеристики отдельных достаточно крупных участков.

Традиционно региональные особенности геокриологической дифференциации территории характеризуются через ландшафты, при выделении которых за основу принимается возраст и генезис четвертичных отложений и учитывается природная (зональная) приуроченность анализируемой территории.

До настоящего времени для Европейского Северо-Востока нет единого взгляда и на генезис четвертичных отложений. Разные исследователи приводят разные доводы в поддержку своих концепций, поэтому увязка представлений различных авторов представляет значительные трудности. Для авторов существующих геокриологических карт (за исключением Геокриологической карты СССР) характерны представления о морском или ледниково-морском происхождении средне-верхнеокеановых суглинистых отложений территории.

Проведенные работы по дешифрированию материалов аэрокосмической съемки показали, что характерные формы рельефа говорят в пользу ледникового и озерно-ледникового их происхождения. Это гряды конечных морен, ложбины стока талых ледниковых вод, лимнокамы и лимнокамовые террасы, реже камы и озы. Характерно также, что флювиальные формы уровня II надпойменной террасы имеют размеры существенно превосходящие современные. Они формировались в субэразовых условиях задрово́й равнины. На правобережье р. Печоры на отрезке от устья р. Лаи до р. М. Мутной и р. Лаи в среднем течении в пределах озерно-ледниковой равнины дешифрируются сильно обводненные территории, опознающиеся по характерному рисунку меандр. Это брошенные русла ПраПечоры и ПраЛаи.

Задача картографирования в единой концепции значительной по площади территории решена при составлении «Карты четвертичных образований территории Российской Федерации» масштаба 1:2 500 000 [3], поэтому она и «Карта четвертичных образований» 1:1 000 000 из монографии «Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины» [4] использовались как основа при дешифрировании. На них реализована и достаточно убедительно доказывается ледниковая концепция происхождения средне-верхнеокеановых диамиктонов.

Всеми исследователями признается, что зональность геокриологических условий тесно взаимосвязана с природной зональностью, но эта взаимосвязь (природная – геокриологическая зона/подзона) по разному реализуется в различных секторах криолитозоны России [10]. Повсеместно прослеживается увеличение суровости природных и геокриологических условий с юга на север.

Для выявления степени соответствия природной и геокриологической зональности региона и ее специфики были проведены специальные исследования морфологической структуры ландшафтов на ключевых участках. Их алгоритм выглядит следующим образом:

- ключевые участки разбиваются на группы в соответствии с их принадлежностью к конкретной природной зоне/подзоне, далее изучение количественных характеристик морфологической структуры ландшафтов идет отдельно для каждой зоны/подзоны;
- в каждом ключевом участке выделяются ландшафты и для каждого из них рассчитывается морфологическая структура;

– по каждому ландшафту суммируется информация по его морфологической структуре: в % определяется средневзвешенное значение распространения того или иного урочища (или их укрупненных групп) с учетом «веса» площади ландшафтов ключевых участков в общей (суммарной) площади ландшафта;

– используя информацию о степени распространения ММП в различных урочищах, для каждого ландшафта, рассчитывается, какой процент его площади занимают ММП [7].

Соотношение суммарной площади участков с ММП к общей площади ландшафтов различных природных зон/подзон позволяет доказательно утверждать, что на Европейском Северо-Востоке геокриологические подзоны соответствуют природным: зона тундры – подзоне сплошного распространения ММП, подзона северной лесотундры – подзоне прерывистого распространения ММП, подзона южной лесотундры – подзоне массивно-островного распространения ММП, подзона крайнесеверной тайги (северная часть) – подзоне островного распространения ММП. Кроме того, выявлены урочища-индикаторы, появление которых в структуре ландшафтов указывает на качественный «скачок» в распространении ММП и переходе ландшафта в другую природную, а значит и геокриологическую подзону [6]. Так, на рис. 1 показан участок, на котором соседствуют три урочища: выпуклобугристый торфяник, редколесье еловое лишайниковое и тундра мелкополигональная лишайниково-водянично-амприковая. Такое сочетание может быть встречено только в северной лесотундре (подзона прерывистого распространения ММП).

Более дробное членение в мелком масштабе вряд ли имеет под собой реальную природную основу. Такой подход вполне логичен и реализуем при использовании дистанционных методов при геокриологическом картографировании.

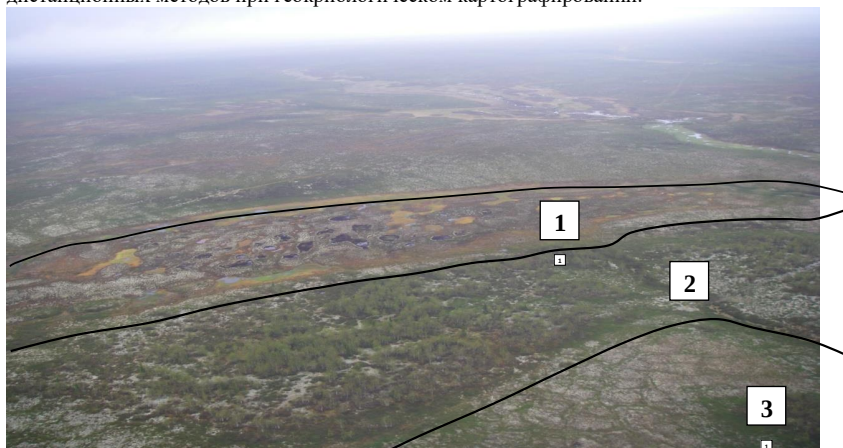


Рис. 1. Среднее течение р. Колва. Сочетание урочищ: выпуклобугристый торфяник – 1, редколесье еловое лишайниковое – 2, тундра мелкополигональная лишайниково-водянично-амприковая – 3.

Применение дистанционных данных позволяет объективно производить выделение геокриологических зон/подзон, используя природную зональность, индицируемую распространением тех или иных растительных сообществ. По

космоснимкам Landsat 5, 7 уверенно дешифрируются лесные сообщества, состоящие из преимущественно темнохвойных пород, наиболее далеко приходящих в высокие широты. Поэтому проведение границы между северной и южной лесотундрой не представляет большой сложности.

С высокой степенью достоверности дешифрируются сосняки. Сосняки сухих местообитаний характерны в частности для правобережья р. Печоры до широты устьевой части р. Щучей и распространены на лимнокамах, сложенных песчаными отложениями. Севернее в подобных условиях произрастают лиственничники (район Нарьян-Мара), еще севернее – березовые криволесья. Часто пески обнажены и на них развиваются процессы дефляции. Такие участки озерно-ледниковых отложений с сосняками на песчаных отложениях свидетельствуют о более мягких мерзлотных условиях по сравнению с остальной территорией и приурочены к подзоне островного распространения ММП, а также широко представлены вне криолитозоны.

В пределах подзоны крайнесеверной тайги легко читаются беслесные территории. К ним приурочены массивы болот, мерзлых выпуклобугристых торфяников, урочищ с тундровым типом растительности. Для выявления участков торфяников предпочтительнее использовать более детальные космоснимки с пространственным разрешением 2,5-5,0 м на местности (SPOT-5), на которых хорошо читаются полигональные структуры (даже небольшие полигоны размером 15-40 м), а также дифференцировано изображение древесного яруса и напочвенного покрова. Для мерзлых торфяников, к примеру, характерно отсутствие древесной растительности и присутствие лишайников в составе растительных ассоциаций, покрывающих торфяник. Для экспресс-диагностики таких территорий вполне приемлемо использование космоснимков с сервисов «Яндекс. Карты» и «Google Earth». Достаточно оперативно обновляющих мозаику из снимков при поступлении данных со спутников.

Наиболее сложным является проведение южной границы сплошного распространения ММП, поскольку на среднемасштабных снимках (Landsat) дифференциации изображений практически нет. В этом случае необходимо использование более детальных космоснимков, помогающих отделить полигональные торфяники от выпуклобугристых.

Отклик криолитозоны Европейского Северо-Востока России на климатический положительный тренд не однозначен. Сравнение современных геокриологических данных с мелкомасштабными картами, построенными по материалам 70-80-х годов, выявило слабую изменчивость геокриологических условий, которая выражается в некотором повышении среднегодовых температур ММП в северной криолитозоне (прерывистое и сплошное распространение ММП). Сложно говорить об изменении положения границ между геокриологическими подзонами, так как они по сути не проводились, картографирование велось на уровне обширных участков, которые описывались набором характеристик. Привязка к природным подзонам отсутствовала.

Однако, при сравнении результатов разновременных мерзлотно-ландшафтных исследований более крупных масштабов указывает на разнонаправленную реакцию криолитозоны на этот тренд. С одной стороны, в северной криолитозоне помимо повышения среднегодовой температуры мерзлых пород наблюдается локальное образование несквозных таликов на выпуклых участках минеральных блоков с тундровым типом растительности, увеличивается мощность ранее существовавших несквозных таликов по межблочьям, в зоне тундры затушают процессы морозобойного растрескивания. С другой стороны, по всей криолитозоне происходит активное пучение с новообразованием ММП на участках развития органогенных грунтов (выпуклобугристые торфяники, котловины спущенных озер – хасыреи, болота), особенно в подзонах островного и массивно-островного их распространения. Именно в

южной криолитозоне фиксируется массовый переход некоторых видов болот в категорию «выпуклобугристый торфяник», что связано с благоприятным для образования перелетков сочетанием погод на фоне уменьшения (по естественным причинам) степени увлажнения поверхности и увеличения прироста мхов. В северной лесотундре активизировалось морозобойное растрескивание.

Установлено, что в лесотундре реакция ландшафтов высоких водораздельных уровней на климатический тренд потепления не выражена: если на ландшафтах с более низкими абсолютными отметками происходит увеличение лесистости за счет зарастания тундровых участков без ММП, то при абсолютных отметках поверхности 220 м и выше этого не наблюдается. Ультрамаломощные линзы мерзлых пород в тундровых и лесных урочищах остались стабильны.

При ландшафтно-индикационных исследованиях с применением дистанционных данных, положительно зарекомендовавших себя при геокриологическом картографировании Европейского Северо-Востока России, совершенно необходимо использование материалов полевых ландшафтно-геокриологических исследований, проводимых на стационарах, площадных и линейных объектах.

Литература

1. Геокриологическая карта СССР, М 1: 2 500 000 / Ред. Э. Д. Ершов. – Винница, Карт. Предприятие, 1997
2. Карта мерзлотных условий Нечерноземной зоны РСФСР, м-б 1:1 500 000. М., МГУ, 1983
3. Карта четвертичных образований территории Российской Федерации» масштаба 1:2 500 000, ВСЕГЕИ, СПб, 2013
4. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины, 2005, 221 с., приложение: "Карта четвертичных образований" 1:1 000 000 (сост. Лавров А.С., Потапенко Л.М.), 2004 г.
5. Общее мерзлотоведение (геокриология). Под ред. В.А.Кудрявцева. М., МГУ, 1978, 464 с.
6. Осадчая Г. Г., Тумель Н. В. Локальные ландшафты как индикаторы геокриологической зональности (на примере Европейского Северо-Востока) // Криосфера Земли. – Том XVI. – № 3. – 2012. – С.62-71
7. Осадчая Г. Г., Тумель Н. В., Зенгина Т. Ю., Лаптева Е. М. Обзорная геокриологическая карта Большеземельской тундры (Республика Коми и Ненецкий автономный округ) М 1:1000000 / Отчёт проекта ПРООН/ГЭФ/ЕС «Укрепление системы особо охраняемых природных территорий Республики Коми в целях сохранения биоразнообразия первичных лесов в районе верховьев р. Печора». – Сыктывкар, 2015. – 112 с. [http://www.undp-komi.org/index.php?option=com_content&view=article&id=1610:2015-07-28-08-59-47&catid=73:-6&Itemid=125].
8. Попова А.А. Геоинформационное картографическое моделирование инженерно-геокриологических условий севера Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции по верхнему горизонту криолитозоны. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук, Тюмень, 2012
9. Суходольский С.Е. Парагенезис подземных вод и многолетнемерзлых пород. М., Наука, 1982, 152 с.
10. Тумель Н. В., Королева Н. А. Мерзлотно-ландшафтная дифференциация криолитозоны России как основа эколого-геологических исследований // Инженерная геология. – 2008. – № 2. – С.11-14
11. Oberman N. G., Mazhitova G. G. Permafrost mapping of Northeast European Russia based on the period of climatic warming 1970-1995. // Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography. – 2003. – Vol 57. – No 2. – P.111-120
12. Popova A.A., Rivkin F.M., Ivanova N.V. Map of Engineering-Geocryological Zoning of European North-East, Scale 1:1 000 000 // 2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, Abstract, 2005

МЕРЗЛОТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ В АТЛАСАХ РОССИИ

Н.В. Тумель, Н.А. Королева

Географический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова, г. Москва;

ntumel@mail.ru, nkor65@mail.ru

В современные атласы России и ее регионов обязательно включаются карты мерзлотно-экологического содержания. Авторы составили ряд карт мерзлотной и оценочной экологической направленности с оригинальными легендами для восьми атласов. Масштабы карт от 1:3 000 000 до 1:20 000 000. На примерах четырех карт показана возможность дополнения их содержания результатами ГИС-анализа. Традиционная легенда сопровождается таблицами и диаграммами, отражающими качественные и количественные особенности формирования и распространения криогеосистем.

PERMAFROST-ECOLOGICAL MAPPING IN ATLASES OF RUSSIA

N.V. Tumel, N.A. Koroleva

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Russia, Moscow

ntumel@mail.ru, nkor65@mail.ru

In modern atlases of Russia and its regions permafrost-ecological maps must be included. The authors have made a series of permafrost and evaluative ecological maps with the original legends for eight atlases. The map scales are from 1:3 000 000 to 1:20 000 000. The possibility of supplementation of their content with the results of GIS analysis is shown on the examples of four maps. Traditional legend is accompanied by tables and diagrams reflecting the quantitative and qualitative features of cryogeosystems formation and spread.

Карты мерзлотного и экологического содержания обязательно включаются в различные атласы как в целом по России, так и по отдельным ее регионам. Авторы статьи участвовали в составлении десятков карт для восьми атласов [1-8]. Тематика карт весьма разнообразна. На них отображены как ведущие характеристики криолитозоны (площадь распространения мерзлых пород, их температура, льдистость, мощность, криогенные процессы, сезонное протаивание и промерзание), так и геоэкологические ситуации (активизация криогенных процессов, потенциальная устойчивость криогенных ландшафтов, мерзлотно-экологическое состояние природно-техногенных комплексов). Масштабы исследований и картографирования от 1:3 000 000 до 1:20 000 000. Содержание картографических произведений в ряде случаев не ограничивается картой и легендой, но сопровождается ГИС-анализом содержания карты. Результаты представлены в виде таблиц, графиков, диаграмм, которые позволяют выявить общие и частные закономерности формирования мерзлотных условий. Примером могут быть карты в атласе Ханты-Мансийского автономного округа [3]. Карта «Температура и распространения мерзлых и талых пород» имеет традиционное содержание: цвет отдан среднегодовой температуре, штриховка – площади мерзлоты (рис. 1). Оценка площадей с различными температурами и характером распространения показывает преобладающее их распространение (рис. 2а, б). Таблица легенды дает возможность понять географические особенности распространения разных по температуре и сплошности мерзлых и талых пород. Они определяются зависимостью современной мерзлоты ХМАО от ландшафтно-климатических условий. Наиболее важными в этом отношении являются растительность и состав пород. Парагенетическая связь этих характеристик с рельефом,

гидроморфностью ландшафтов и влажностью грунтов, климатическими характеристиками определяют условия существования того или иного типа мерзлоты (рис. 3).

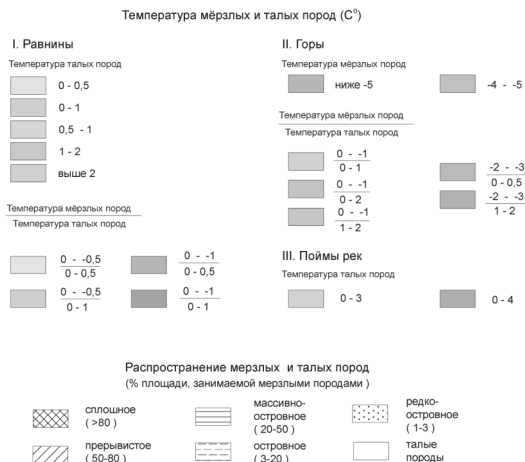


Рис. 1. Легенда к карте «Температура и распространения мерзлых и талых пород»

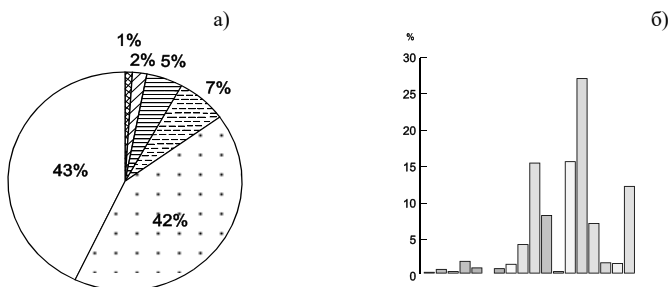


Рис. 2. Диаграммы распределения площадей по типам распространения мерзлых и талых пород (а), по температурам пород (б)

Например, в северной тайге наблюдается прерывистая, массивно-островная и островная мерзлота. Она сохраняется в плоскобугристых торфяниках, в грядово-мочажинных болотах, в лесах с хорошо развитым напочвенным покровом (мхи, лишайники), на склонах северных экспозиций. Общий диапазон температур от 0 до –1°C. В талых грунтах температура 0–1°C. Талые породы чаще всего слагают возвышенные равнины, сложенные песками и маловлажными суглинками, а также террасы рек. Другой пример, где в южной тайге мерзлоты нет, а значения температур подчиняются ландшафтно-грунтовым условиям. Они ниже в топяных низинных

болотах с торфяными грядами (0–1°С). В пределах дренированных равнин их значения 2°С и выше.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СРЕДНЕГОДОВЫХ ТЕМПЕРАТУР МЕРЗЛЫХ И ТАЛЫХ ПОРОД																					
Равнины													Горы								
Распространение многолетне-мерзлых пород	Северная тайга						Средняя тайга						Южная тайга		Поймы		высокие и средние	средние и низкие	наличие и преобладание	многолетне мерзлоты	долины
	Литологический состав пород (мерзлых / талых)																				
	торф	углинок	песок	углинок / песок	торф / песок	торф / уголинок	торф / уголинок	торф / песок	торф	углинок	песок	торф	углинок								
Сплошное																					
Прерывистое	0-1 0-0,5																				
Массивно-островное	0-0,5 0-1				0-1 0-1	0-0,5 0-1															
Островное					0-0,5 0-1	0-1 0-0,5															
Редкоостровное						0-0,5 0-1															
Талые породы		0,5-1																			

Рис. 3. Мерзлотно-ландшафтные условия формирования среднегодовых температур многолетнемерзлых пород

Карта «Потенциальная мерзлотная устойчивость ландшафтов к антропогенному воздействию» в том же атласе. На карте выделено четыре типа территорий по устойчивости криогенных ландшафтов к техногенезу – от устойчивых до неустойчивых (рис. 4). Основной оценки степени устойчивости является температура, площадь, льдистость пород и опасные криогенные процессы. Техногенное вмешательство здесь сопровождается оттаиванием или новообразованием мерзлоты. Льдистость мерзлых пород велика: более 0,6 в суглинках, в торфе – 1 и более. *Талые породы представлены гидроморфными грунтами* с влажностью более 0,6. Их промерзание, сезонное или многолетнее, оказывает сильное воздействие и на экологическую ситуацию, и на сооружения из-за пучения. Мерзлотные процессы безусловно являются основанием для оценки устойчивости, т.к. именно с ними связано изменение ландшафта и аварийность инженерных объектов. Табличная форма легенды дает возможность связать тип устойчивости с мерзлотными и ландшафтными условиями (рис. 5). В таблице приведены пять типов распространения мерзлых пород, а также талые породы.

**ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ ЛАНДШАФТОВ
К АНТРОПОГЕННЫМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ**

(механические нарушения при освоении района)

- Устойчивые (У)
- Относительно устойчивые (ОУ)
- Относительно неустойчивые (ОН)
- Неустойчивые (Н)

Рис. 4. Легенда карты «Потенциальная устойчивость ландшафтов к антропогенным воздействиям» масштаба 1:3 000 000

Показано, в каких ландшафтных подзонах и высотных поясах (от северной до южной тайги, от высокогорий до межгорных котловин) наблюдается тот или иной тип устойчивости. При этом учитывается литология слагающих ландшафты пород.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТИПОВ УСТОЙЧИВОСТИ ЛАНДШАФТОВ																					
Равнины												Горы									
Распространение многолетне-мерзлых пород	Северная тайга						Средняя тайга						Южная тайга		Поймы рек песчаный состав пород	высокие и средние тундры и низкие	нагорья и предгорья	микроконтинентальные котловины	долины		
	Литологический состав пород (сезонноталых / сезонномёрзлых)																				
	торф	сулинок	песок	сулинок	торф	песок	сулинок	торф	сулинок	песок	торф	сулинок	песок	торф						сулинок	
Сплошное																	у	oy			
Прерывистое																			oy	он	
Массивно-островное	н	он			он														он	н	
Островное				он	н	н		н	он							oy					
Редко-островное							он	oy	у	он											
Талые породы			у							oy	у			oy	у	у	у	oy	у	у	
																	у	- преобладающие по площади значения			

Рис. 5. Мерзлотно-ландшафтные условия формирования типов устойчивости ландшафтов

. Оценка современного геоэкологического состояния криолитозоны показывает, что при ее освоении резко, часто лавинообразно активизируются криогенные процессы, их интенсивность, скорость развития, разнообразие, особенности их влияния на ландшафт и инженерные сооружения. Весьма важно оценить потенциальную опасность их активизации на территории криолитозоны России. Анализу техногенных криогенных процессов посвящена обширная литература и немало специальных карт.

Примером карты экологической направленности является карта «Активизация мерзлотных процессов» масштаба 1:20 000 000 в Экологическом атласе России [1]. Определение активизации мерзлотных процессов при обзорных исследованиях различно для равнинных и горных территорий. На равнинах оценивается вся площадь ландшафта. Для горных стран отдельно рассмотрена активизация процессов в пределах собственно горного рельефа и в долинах по двум причинам. Мерзлотно-ландшафтные условия весьма различны в пределах междуречий, их склонов и в долинах. Хозяйственное освоение в долинах больше, чем в пределах собственно горных ландшафтов. Степень активизации для горных ландшафтов меньше, чем в долинах.

Сочетания основных криогенных процессов объединены в 11 групп в соответствии с зональным и региональным разнообразием мерзлотных, ландшафтных и климатических условий (рис. 6). Эти группы характеризуются разными вариациями восьми наиболее экологически и технологически опасных и типичных криогенных процессов: термокарста, термоэрозии, термоабразии, морозобоинного растрескивания, пучения, наледеобразования, солифлюкции, курумообразования. В пределах равнин, в долинах горных стран универсальными процессами являются термокарст и пучение. Особенности геолого-геоморфологических, гидрогеологических и климатических условий предопределяется широкое распространение наледей в горных и долинных ландшафтах восточного сектора криолитозоны. Жесткий континентальный климат является причиной активного проявления морозобоинного растрескивания в пределах равнинных ландшафтов севера Восточной Сибири. С севера на юг на равнинах западного сектора криолитозоны (к западу от Енисея) в соответствии с мерзлотно-ландшафтной зональностью уменьшается разнообразие мерзлотных процессов. В

циркумполярном пространстве Арктики и Субарктики разнообразие, напряженность и в целом роль криогенных процессов в ландшафтной структуре уменьшается с востока на запад в соответствие с увеличением «мористости» климатических условий и более мягкой мерзлотной обстановкой. Таким образом, разнообразие криогенных процессов контролируется зональными и секторными особенностями природного фона.

СОЧЕТАНИЯ ОСНОВНЫХ АНТРОПОГЕННЫХ МЕРЗЛОТНЫХ ПРОЦЕССОВ

Сочетания	Термокарст	Термоэрозия	Термоабразия	Морозобойное растрескивание	Пучение	Наледообразование	Солифлюкция	Курумы
	●	●	●				●	
	●	●	●	●			●	
	●	●			●		●	
	●	●		●	●		●	
	●				●			
	●			●	●	●		
					●	●		
						●	●	●
	●	●			●	●	●	●
	●					●	●	
	●	●			●	●	●	

Рис. 6. Легенда карты «Активизация мерзлотных процессов» масштаба 1:20 000 000

Распространение различных сочетаний криогенных процессов представлено на карте. В легенде к карте первые шесть групп характеризуют процессы, свойственные равнинным ландшафтам, а группы с 7 по 11 – горам, предгорьям, включая долины рек, расчленяющие эти территории.

В Экологический атлас (в новой редакции) включена карта «Сезонное промерзание и протаивание» масштаба 1:20 000 000. Сезонное промерзание и протаивание распространены на всей территории России. Основной характеристикой этих процессов является глубина или мощность слоя сезонного протаивания или промерзания. Она определяется широким спектром природных условий – климатических и ландшафтных. Процессы сезонного промерзания и протаивания являются одновременными и разьединены в пространстве. В соответствии с этим условия их развития различны. Слой сезонного протаивания формируется в летнее время на мерзлых грунтах. Он наблюдается только в криолитозоне. Слой сезонного промерзания развивается зимой, приурочен к талым породам и существует как в пределах таликов в криолитообмена, так и вне ее. Эти общеизвестные положения явились основой легенды карты (рис. 7). Она состоит из трех разделов.

Область сплошного распространения мерзлых пород занимает 49% криолитозоны, и в ее пределах наблюдается сезонное протаивание. Его глубина зависит от летних факторов теплообмена, к которым относятся погодные условия летнего периода, т.е. температура воздуха и продолжительность лета, напочвенные растительные покровы, гидроморфность ландшафта, состав и свойства грунтов протаивающего слоя. Оно в целом подчиняется широтной и высотной зональности. Минимальное протаивание (менее 0,5м) определяется жесткими климатическими условиями Арктики. Мелкое протаивание (0,5-1,0м) характерно для торфов и

оторфованных грунтов озерно-болотных ландшафтов повсеместно. Среднее по глубине протаивание (интервалы 1,0-1,5м и 1,5-2,0м) в связных грунтах тундр и лесотундры северных равнин. Глубокое, более двух метров, протаивание локализовано в песчаных ландшафтах, сложенных древними морскими, аллювиальными, озерно-ледниковыми отложениями.



Рис. 7. Легенда карты «Сезонное промерзание и протаивание» масштаба 1:20 000 000

В горах в соответствии с высотной поясностью с уменьшением высоты увеличивается глубина протаивания. Шаг глубины в горах составляет 1- 1,5м из-за специфики ландшафтной карты, не позволяющей учитывать разнообразие природных условий, в т. ч. экспозицию макросклонов. В поясе горных тундр, стлаников, темнохвойных лесов и криволиней глубина протаивания 0,5-1,5м, в поясе лиственных редин и стлаников – 1,5-3,0м, в низкоросле с темнохвойной тайгой протаивание в коренных породах, особенно на склонах южных экспозиций, может превышать 3м.

Область прерывистого и островного распространения мерзлых пород с сезонным протаиванием на мерзлых грунтах и сезонным промерзанием на талых грунтах. Специфика сочетания протаивания и промерзания заключается в том, что часто одной глубине сезонного протаивания соответствует спектр глубин сезонного промерзания. Причина в том, что мерзлые породы формируются в более однородной ландшафтной ситуации по сравнению с сезонным промерзанием.

На равнинах широтная зональность отсутствует. Выделено пять диапазонов глубин сезонного протаивания и четыре диапазона промерзания. Глубина сезонного протаивания более стабильна и возрастает от аккумулятивных равнин к денудационным на фоне увеличения континентальности климата. Протаивание меньше в льдистых озерно-болотных и аллювиальных отложениях Большеземельской тундры и Западной Сибири (0,5-1м) и значительно больше на высокой равнине юга Средней Сибири в литифицированных породах и малоледистой морене (1,5-2 и более 2м). Наименьшая глубина протаивания (менее 0,5м) формируется только в торфе в условиях морского климата Кольского полуострова и на северном побережье Дальнего Востока. Глубина промерзания в целом подчиняется этим же тенденциям, но его разнообразие значительно больше, т.к. талые породы слагают больший спектр ландшафтов. В горах «типичной» глубине промерзания (1.5-3м) соответствуют три интервала промерзания:

1-3м, 3-5м, более 5м. Такое протаивание должно быть в среднегорье на склонах северных экспозиций на Урале, Алтае, Саянах, горных массивах Забайкалья. Тенденция увеличения глубины промерзания определяется увеличением континентальности климата и абсолютной высоты: Урал (1-3м). Охотское горное побережье (3-5м), Алтай, Саяны (более 5м). Протаивание более 3м и промерзание в пределах 1,5-3м может быть в условиях массивно-островной, островной мерзлоты высоко- и среднегорья Сихотэ-Алиня.

Область вне криолитозоны с сезонным промерзанием талых пород. Глубина промерзания формируется под влиянием температуры воздуха и продолжительности зимнего периода, условий снегонакопления, состава и свойств мерзлых грунтов. Распространение глубины промерзания не подчиняется широтной зональности, но реагирует на континентальность климата. Выделено семь диапазонов глубин без разделения на равнины и горы. Отсутствует зональность и секторность в географии промерзания. Близкие глубины формируются при различных сочетаниях главных факторов: суровости зим, снега, состава пород, гидроморфности ландшафта. Наиболее четкая «перевернутая» зональность наблюдается в Западной Сибири – к югу глубина промерзания увеличивается.

Детализация географии сезонного промерзания в России. Две экстремальных глубины (менее 0,5 и более 3м) наблюдаются соответственно на крайнем юго-западе Европейской части и юго-востоке Западной Сибири. Причины – мягкие зимы и бесснежные жесткие зимы почти в полупустыне. Мелкое промерзание 0,5-1м наблюдается главным образом в болотных ландшафтах от севера Европы до юга Дальнего Востока. Среднее промерзание 1-1,5м – это относительно гидроморфные со снежными покровом ландшафты, сложенные озерно-аллювиальными отложениями встречаются повсеместно. Глубокое промерзание 1,5-2м формируется преимущественно на древних моренных заснеженных ландшафтах Европы и в лессах Западной Сибири с умеренной снежностью. Весьма глубокое промерзание 2-2,5м это малоснежные степные и полупустынные ландшафты юга и юго-востока Европы, региона нижнего течения Волги, Западной Сибири и юго-востока Средней Сибири

Карта предназначена для выявления общих закономерностей распространения различных по глубине типов промерзания и протаивания в зависимости от климатических и ландшафтных условий. Она может быть основой для прогноза изменения глубин и при техногенных нарушениях, и при различных сценариях изменения климата.

Литература

1. Активизация мерзлотных процессов. 1:20 000 000. / Авт. Тумель Н.В., Королева Н.А., Востокова А.В.//Экологический атлас России. СПб: Изд-во ЗАО «Карта», 2002, с. 50, 51.
2. Атлас Сибири, ДИК, Новосибирск-Москва, с. 52-52
3. Атлас Ханты-Мансийского автономного округа – Югры. Том II. Природа. Экология. М., ООО НПП «Талка–ГДВ», 2004. С.53-57,59.
4. Атлас Ямало-Ненецкого автономного округа. Омск. 2004.
5. Национальный атлас России (2005-2009). Том 2 – «Природа, экология». ФГУП "Госгисцентр" [Электронный ресурс]. – Электронный справочник (3.24 Gb). – М.: МедиаХауз. – DVD-ROM, 2006.
6. Национальный атлас России, т.II «Природа, экология», раздел «Снег. Лед. Мерзлота». М., Роскартография, 2006. С. 240-242.
7. Российская Арктика в XXI веке: природные условия и риски освоения / Н. Алексеевский, С. Добролюбов, В. Тикунов и др. — Феория Москва, 2013. — С. 144.
8. Экологический атлас России (новая редакция, в печати).

СОЗДАНИЕ ЦИФРОВОЙ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ РОССИИ МАСШТАБ 1:2 500 000

А.А. Фалалеева

МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; falaleeva_arina@mail.ru

Актуальность изучения многолетнемерзлых пород (ММП) возрастает в связи с интенсивным освоением природных ресурсов России и изменением климата. Развитие геоинформационного картографирования предоставляет большие возможности для комплексного анализа криолитозоны как объекта географической оболочки. Современная геокриологическая карта масштаба 1:2 500 000 на всю территорию страны необходима как основа для экологической оценки и мониторинга территории, разработки инженерно-геокриологических прогнозов и природоохранных мероприятий при освоении природных ресурсов.

ELECTRONIC EDITION OF THE PERMAFROST MAP OF RUSSIA AT 1:2 500 000

A.A. Falaleeva

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; falaleeva_arina@mail.ru

The relevance of the study of permafrost (IMF) is increasing due to the intensive development of the natural resources. Development of geoinformation mapping; the emergence of new methods of spatial analysis and tools for computer modeling processes provides a great opportunity for a comprehensive and integrated analysis of the permafrost zone as an object of geographic shell. Modern complex permafrost maps at 1: 2 500 000 for the whole territory of Russia is needed as a basis for environmental site assessment, monitoring of its natural conditions, the development of engineering and permafrost projections and environmental activities in the development of natural resources.

В связи с интенсивным освоением природных ресурсов Европейского Севера России и глобальными изменениями климата, возрастает актуальность изучения многолетнемерзлых пород (ММП), а также необходимость современных данных о криолитозоне. Развитие геоинформационного картографирования: появление новых методов пространственного анализа и инструментов для компьютерного моделирования, предоставляет большие возможности для всестороннего комплексного анализа криолитозоны как объекта географической оболочки. Создание современной электронной геокриологической карты в масштабе 1:2 500 000 на всю территорию страны – важная задача, т.к. данная карта необходима как основа для экологической оценки территории, мониторинга ее природных условий, разработки инженерно-геокриологических прогнозов и природоохранных мероприятий при освоении природных ресурсов.

В 80-е г. была создана геокриологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 на геологическом факультете Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова под редакцией проф. В.А.Кудрявцева и Э.Д.Ершова. Большой фактический материал, а также ряд обзорных специальных и общих карт, проанализированные на современном теоретическом уровне, позволили впервые составить карту такой информативности на всю территорию. Карта состоит из 16 листов двух с половиною-миллионной разграфки, сопровождается условными обозначениями, схемой расположения авторских листов и четырьмя тематическими обзорными картами масштаба 1:25 млн., дополняющими содержание основной карты.

Геокриологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 была издана в 1996 г. (Винница, Украина, Государственная картографическая фабрика, 1996). Англоязычная версия этой карты под названием «Геокриологическая карта России и сопредельных республик» была переиздана в 1999 году Издательством университета Кембридж (Англия) под редакцией П.Вильямса и И.Варрен [3]. Геокриологическая карта охватывает огромную территорию, на которой область распространения многолетнемерзлых пород (криолитозона) занимает примерно 50% площади СССР. На современной территории России криолитозона занимает 65% площади, в связи с этим наша страна считается уникальной страной по степени суровости природных условий и распространению ММП.

Для больших, сложных в природном отношении территорий карта является основной формой обобщения фактического геокриологического материала, а также изучения и понимания природно-территориальных ресурсов страны, для малоизученных территорий – единственной возможностью предварительной оценки геокриологических условий и целенаправленной постановки задач при проведении мелко и среднемасштабных исследований перспективных для использования территорий.

Назначением геокриологической карты является полная характеристика геокриологических условий как приповерхностной грунтовой толщи мощностью 10 – 20 м, так и толщи горных пород на всю мощность криолитозоны. В первом случае, дается информация для предварительной оценки геокриологических условий при планировании развития отраслей, связанных с наземными видами строительства и охраной природной среды, во втором, – в связи с разведкой и добычей глубокозалегающих полезных ископаемых (углеводородные и минеральные месторождения), захоронением радиоактивных и токсичных отходов и др. Глубина отражения геокриологических характеристик на карте изменяется от долей метра на юго-западе до первых метров вдоль южной границы криолитозоны и до 1500 м и более при сплошном распространении криолитозоны (Сибирская платформа, средне- и высокогорные сооружения Сибири и Дальнего Востока) [2].

В соответствии с назначением на карте отражаются следующие геокриологические характеристики:

1. Распространение первого от поверхности яруса сезонно- и многолетнемерзлых пород.
2. Среднегодовые температуры многолетнемерзлых и талых пород на глубине нулевых амплитуд годовых колебаний температуры.
3. Типы сезонного промерзания и оттаивания пород по их устойчивости.
4. Мощность толщ многолетнемерзлых пород (ММП).
5. Мощность и глубина залегания реликтовых ММП.
6. Распространение и мощность пород, охлажденных ниже 0°C с солеными водами и рассолами (криопэгами).
7. Распространение генетических типов неоген-четвертичных отложений и их геокриологическая характеристика (состав, криогенное строение, льдистость, наличие мономинеральных залежей льда и др.).
8. Распространение формаций дочетвертичных пород с чехлом рыхлых образований и их геокриологическая характеристика.
9. Распространение криогенных явлений и таликов [5].

Содержание Геокриологической карты существенно дополняется четырьмя картами – врезками масштаба 1:25 000 000, на которых в обобщенном виде отражены характеристики и условия, разъясняющие содержание основной карты. Это карта районирования территории по современным условиям существования мерзлых и талых

пород; карта мощности криолитозоны; карта районирования территории по криогенному возрасту пород и типу криогенеза; карта гидрогеокриологического районирования территории [3].

С использованием содержания описываемой Геокриологической карты можно конкретно оценивать: изменение геокриологических условий как в связи с естественными вариациями климата, так и за счёт изменения CO_2 или другого антропогенного воздействия; условия захоронения промышленных и радиоактивных отходов; условия разработки полезных ископаемых, в том числе глубокозалегающих; условия водоснабжения и защиты подземных вод от загрязнения; условия строительства линейных и площадных сооружений, включая нефте-, газопроводы, автомобильные и железные дороги, аэродромы, АЭС, ГЭС, жилищно-гражданские объекты и другие ответственные сооружения; геозэкологические условия криолитозоны и охраны природной среды. Геокриологическая карта подобной детальности и информативности была составлена впервые и не имеет аналогов в мировой практике [2]. В настоящее время бумажный вариант геокриологической карты, изданный в 1991 г., широко используется в проектно-изыскательных работах, несмотря на изменение за 30 лет мерзлотно-температурных условий и появление новых фактических данных.

Одной из наиболее актуальных задач региональной геокриологии в настоящий момент является необходимость обновления аналогового варианта карты и его актуализация – выведение устаревшего вида визуализации на новый геоинформационный уровень. В настоящее время все листы бумажной геокриологической карты СССР переведены в электронный вид, создана единая база геоданных, являющаяся основой электронной геокриологической карты России и смежных государств масштаба 1:2 500 000 в проекции исходной карты.

В настоящее время необходимо проверить пространственную и атрибутивную согласованность геоданных, их топологию, при выявлении топологических ошибок, принять однозначное решение по их устранению. Стоит отметить, что в настоящее время решается вопрос с топографической основой карты. Цифровая картографическая основа масштаба 1:2 500 000, составленная во ВСЕГЕИ на территорию бывшего СССР может быть взята в качестве векторной топографической основы, однако необходимо сравнить рисунок горизонталей и выявить уровень генерализации объектов гидрографии на оцифрованной геокриологической карте и векторной топографической основе. Достоверность и точность выбранной цифровой картографической основы должна определяться не только визуальным сопоставлением с отсканированными листами Геокриологической карты, но и перечнем заявленных источников, использованных при ее создании. При выявлении сильных расхождений, необходимо провести генерализацию рельефа и объектов гидрографии, возможно, используя в качестве дополнительных источников информации данные дистанционного зондирования.

На основе специального содержания Геокриологической карты и объяснительной записке к ней необходимо составить классификатор, содержащий типы пространственных объектов, показанных на Геокриологической карте. Стоит отметить, что были произведены попытки разработки универсального классификатора, которые будут изучены автором и, возможно, взяты за основу. На данный момент для решения этой задачи принято руководствоваться базовыми правилами составления классификатора: присвоить каждому типу пространственных объектов свой уникальный идентификатор объекта в базе геоданных. В каждом классе пространственных объектов определить уникальный идентификатор объекта слоя. Эти 2 сервисных поля нужно создать у каждого класса пространственных объектов и каждой таблицы в базе геоданных.

Для создания современной геокриологической карты на территорию России в масштабе 1:2 500 000 необходимо осуществить ее перевод в электронный вид, посредством создания базы географических данных, содержащей блоки, в каждый из которых входит набор векторных данных с соответствующей атрибутивной информацией в табличном виде, полученной с бумажной карты:

- среднегодовая температура;
- мощность мерзлых пород в м;
- распространение реликтовых мерзлых пород;
- распространение пород с криопэгами;
- процессы;
- талики;
- южная граница распространения островов и массивов мерзлых пород;
- наледи.

Базу данных Геокриологической карты, кроме того, нужно дополнить топографической основой, данными дистанционного зондирования и, в связи с возможностью использования программных средств для моделирования пространственных данных, расчетными моделями изменения геокриологических условий на изучаемой территории по данным метеорологических станций.

В рамках диссертационной работы автора планируется выполнить комплекс задач по составлению геокриологической карты на территорию Европейского Севера России масштаба 1:2 500 000 по аналоговому варианту геокриологической карты СССР с целью ее актуализации, обновления и повышения содержательности; составить базу географических данных как основы для современной геокриологической карты России. Для достижения поставленной цели, в первую очередь, необходимо изучить фондовые материалы и современные геокриологические условия изучаемой территории; собрать метеорологические данные по сети метеостанций с периодом действия 30 лет, расположенных в пределах картографируемой территории, включающие следующие показатели: среднегодовая температура и амплитуда воздуха, количество осадков, плотность и мощность снежного и растительного покрова; произвести расчет по метеорологическим данным и построить модели, отражающие изменения геокриологических условий на территории Европейского Севера России; обновить содержание геокриологической карты СССР на основе сопоставления ее с новыми геокриологическими и метеорологическими данными, а также данными, полученными по космическим снимкам; внести дополнительные растровые слои (карта растительного покрова, карта почвенного покрова, карта ландшафтного районирования территории) и векторные слои (сеть метеостанций, новые скважины); используя аналоговый вариант геокриологической карты, представить классификатор данных, являющийся основой электронной базы географических данных, отражающий достоверно, подробно, точно ее структуру, содержание и правила управления; интегрировать перечисленные пространственные данные в итоговую базу геоданных геокриологической карты, а также представить геокриологическую карту на территорию Европейского Севера России в масштабе 1:2 500 000 в бумажном и электронном вариантах.

Таким образом, в результате работы планируется изучить закономерности формирования мерзлых толщ на территории, на основании полученных расчетных моделей провести оценку реакции криолитозоны Европейского Севера России на изменения климата, сделать краткосрочный и долгосрочный геокриологический прогноз, визуализировать его на прогнозных картах. Составление геокриологической карты масштаба 1:2 500 000 на территорию Европейского Севера России с

использованием современных данных и геоинформационных технологий и методов создания электронных карт будет являться примером актуализации геокриологической карты СССР и частью фундаментального проекта по созданию геокриологической карты России и сопредельных государств.

Литература

1. Гаврилов А.В. Принципы и методы отображения закономерностей формирования многолетнемерзлых пород на мерзлотной карте СССР масштаба 1:2 500 000: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 1973.
2. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток /под ред. Э.Д.Ершова. - М.: Изд-во «Недра», 1989.
3. Ершов Э.Д. Общая геокриология: Учебник. - М.: Изд-во МГУ, 2002, 682 с.
4. Методика мерзлотной съемки. - М.: Изд-во МГУ, 1979, 358 с.
5. Объяснительная записка к геокриологической карте СССР масштаба 1:2 500 000. Москва, 1991.

ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ, КАК ОСНОВА ЭКОЛОГО-ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ ОСВОЕНИЯ АРКТИКИ.

В.З. Хилимонюк, Е.Н. Оспенников, С.Н. Булдович

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Москва, Российская Федерация, *e-mail: vanda@geol.msu.ru*

В докладе рассматриваются подходы к типизации эколого-геокриологических условий применительно к Арктическому региону. За основу при эколого-геокриологической оценке территорий хозяйственного освоения в Арктике приняты природно-технические системы (ПТС). Приводится обоснование такого подхода и пример типизации для региона Арктического шельфа и береговой зоны.

NATURAL AND TECHNICAL SYSTEMS, AS A BASIS FOR ECO-GEOCRYOLOGICAL ASSESSMENT OF THE ARCTIC.

Khilimonyuk V., Ospennikov E., Buldovich S.

M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, *e-mail: vanda@geol.msu.ru*

The report examines the approaches to eco-geocryological conditions classification in relation to the Arctic region. Natural and technical systems (PTS) are taken as a basis for eco-geocryological valuation of the areas of economic development in Arctic Region. The report refers the substantiation of this approach and a classification example for the Arctic shelf region and the coastal zone.

Многолетний опыт хозяйственного освоения криолитозоны показывает, что конкретные инженерные сооружения, в силу особенностей конструкций и технологии строительства, обладают определённым комплексом техногенных воздействий на природную среду, отличным от таковых для других сооружений. Такие воздействия на природную среду могут вызвать возникновение неблагоприятных процессов и явлений. Инженерные сооружения и комплекс природной обстановки, в которых они работают, в совокупности составляют понятие природно-технической системы. Природно-технические системы, кроме прочего, отличаются тем, что для каждой из них характерен определённый комплекс развивающихся после строительства экзогенных геологических процессов и явлений (по большей части геокриологических) и в целом экологических последствий. В силу этого, при выработке рекомендаций по эколого-

геокриологической оценке территорий при их хозяйственном освоении, наиболее целесообразно анализировать существующие геокриологические материалы для типичных природно-технических систем Арктики. Помимо этого типизация природно-технических систем позволит:

- сгруппировать всю имеющуюся информацию по определённым критериям;
- сравнивать соответствующие эколого-геокриологические характеристики для отдельных регионов (секторов) Арктики;
- в перспективе анализ природно-технических систем также даст возможность разработать типовые приёмы управления геокриологической обстановкой для обеспечения надёжности инженерных сооружений, или разработать системы противодеформационных мероприятий;
- разработать комплекс мероприятий для охраны геокриологической среды.

Как уже было отмечено выше, природно-технические системы образуются конкретными инженерными сооружениями и природной обстановкой, в которой они работают. Эти составляющие природно-технических систем находятся в постоянном взаимодействии и взаимозависимости. Таким образом можно выделить 2-а основных блока в классификационной схеме природно-технических систем Арктики: **природный** и **техногенный** (инженерный).

Проведённый нами анализ показывает, что типы **природной (эколого-геокриологической)** обстановки Арктического шельфа и побережья по наиболее общим особенностям формирования геокриологических условий могут быть объединены в 3 типа:

- Субаэральный;
- Субмаринный;
- Субаквальный

Субаэральный тип обстановки характерен для береговой зоны, не испытывающей теплового и температуроформирующего влияния морских вод. Геокриологические условия этого типа формируются в результате теплообмена горных пород с атмосферой, регулируемых арктическими и субарктическими ландшафтами. Главными факторами, определяющими температурный режим горных пород, являются уровень радиационного баланса, влияние снежного и растительного покровов, и теплофизические характеристики грунтов (теплоёмкость и теплопроводность в талом и мёрзлом состоянии, теплота фазовых переходов влаги). Методика определения основных характеристик мёрзлых пород, таких как среднегодовая температура пород, глубина сезонного оттаивания и др., здесь хорошо разработана, что позволяет достаточно надёжно прогнозировать результаты теплового взаимодействия инженерных сооружений с грунтами основания и эколого-геокриологические последствия этого взаимодействия..

Субмаринный тип обстановки отвечает горным породам под дном моря. Главной особенностью формирования геокриологических условий здесь является сложный характер теплообмена атмосферы с донными породами, между которыми находится слой морской воды мощностью до нескольких десятков метров и более. На первый план в качестве температуроформирующего фактора выходит среднегодовая температура придонных слоёв морской воды, которая, в свою очередь, зависит от особенностей морских течений, ледовой обстановки, опреснения морской воды в результате речного стока с материка и др. К сожалению в настоящее время методики определения основных параметров многолетнемёрзлых пород для таких условий не существует, что делает определение геокриологической обстановки таких регионов в

наибольшей степени зависимой от использования буровых и геофизических методов исследования.

Субаквальный тип обстановки характерен для сравнительно неширокой береговой полосы, испытывающей периодическое затопление морской водой нагонного или приливного характера. По сути геокриологическая обстановка в породах этого типа формируется при периодическом переходе от условий субаэрального типа к субмаринному. Методика определения геокриологических условий для рассматриваемого типа инженерно-геокриологической обстановки также отсутствует. Участки с субаквальным типом инженерно-геокриологической обстановки приобретают большое значение для подводных морских трубопроводных систем, предъявляя дополнительные требования к обеспечению их устойчивости.

По геоморфологическим особенностям формирования геокриологических условий выделяется 6 подтипов инженерно-геокриологической обстановки: два – в субаэральном типе, три в – в субмаринном и один – в субаквальном.

Субаэральный тип подразделяется на:

- Регионы аккумулятивных низменностей и равнин, высотой до 200 м над уровнем моря;
- Регионы денудационных гор и плоскогорий, высотой 200 – 1500 м над уровнем моря.

Субмаринный тип включает в себя следующие подтипы:

- Прибрежная зона глубиной до 2 м;
- Шельф глубиной от 2 до 7-12 м;
- Шельф глубиной от 12 до 120 м

Прибрежная зона глубиной до 2 м соответствует полосе смерзания донных многолетне - и сезонномёрзлых пород с припайными морскими льдами. Характеризуется относительно высоким уровнем как летнего прогрева прямой солнечной радиацией, так и интенсивным выхолаживанием в холодных период года вследствие высокой теплопроводности льда.

Шельф глубиной от 2 до 7-12 м представляет собой зону, в которой донные отложения в тёплый период года нагреваются прямой солнечной радиацией, а в холодный период – покрыты слоем воды, имеющим относительно высокую, хотя и отрицательную температуру. Эти особенности теплообмена обуславливают формирование в целом сравнительно высоких среднегодовых температур горных пород.

Шельф глубиной от 12 до 120 м – в тепловом отношении является зоной, в которой геокриологическая обстановка определяется в основном гидрологическими особенностями морских вод (их температурным режимом, направлением и скоростью морских течений).

Следующим важным фактором типизации эколого-геокриологической обстановки являются *виды грунтовых толщ*.

Для их выделения были использованы два критерия: во-первых, наличие или отсутствие седиментационных кристаллических связей, во-вторых, (для дисперсных грунтов) – механический состав, определяющий ряд факторов влияющих на их криолитологические особенности, пучинистость, размываемость и размокаемость. В конечном итоге это – факторы механической устойчивости грунтовых толщ.

Засолённость мёрзлых пород наряду с её физико-минеральным составом и дисперсностью существенно влияют на фазовый состав влаги и в конечном итоге – на прочностные свойства грунтов, т.к. увеличение содержания незамёрзшей воды увеличивает их сжимаемость и деформируемость. Были выделены разновидности грунтовых толщ по их засолённости.

Дальнейшее подразделение типов природной (эколого-геокриологической) обстановки было проведено по основным параметрам, характеризующим *геокриологические условия*. Здесь на первом этапе типизации толщи многолетнемёрзлых пород подразделялись на *современные и реликтовые*. В основу подразделения положены общие условия формирования и существования мёрзлых пород.

По характеру распространения по площади мёрзлые породы подразделяются на породы редкоостровного, островного, прерывистого и сплошного распространения, где толщи мёрзлых пород по отношению к общей площади занимают соответственно до 30 %, 30-50 %, 50-75% и 75-95%.

Современные мёрзлые толщ (преимущественно субэвральные и субаквальные) встречаются только двух разновидностей:

- Прерывистого распространения;
- Сплошного распространения.

Разрывы в сплошности распространения мёрзлых толщ по бережьям арктических морей обусловлены формированием сквозных и несквозных таликов под руслами крупных рек, а также озёр (тектонических и термокарстовых), достаточно широко развитых соответственно в пределах денудационных гор и плоскогорий и аккумулятивных низменностей и равнин.

Следующим важным признаком многолетнемёрзлых пород, представляющих потенциальную опасность районов их распространения, является *объёмная льдистость*. Совместно со среднегодовыми температурами мёрзлых толщ, показатель льдистости определяет тепловую устойчивость мёрзлых массивов. Кроме того, объёмная льдистость пород определяет и величину их осадки при оттаивании – по существу самый важный фактор, который необходимо учитывать практически при всех видах строительства.

По объёмной льдистости многолетнемёрзлых пород были выделены следующие их группы:

- Породы слабольдистые с льдистостью до 20 %;
- Породы льдистые с льдистостью 20-40 %;
- Породы сильнольдистые 40-60 %
- Породы ультрасильнольдистые с льдистостью более 60 % и включающие в себя массивы залежеобразующих льдов.

Использование залежеобразующих льдов в качестве признака типизации было вызвано тем обстоятельством, что такие льды в ряде районов с одной стороны вносят основной вклад в формирование льдистости мёрзлых массивов, а с другой – приводят к большой неоднородности мёрзлых толщ, как по площади, так и в разрезе.

Подгруппы многолетнемёрзлых пород выделяются по их *вертикальной мощности*:

- Маломощные, с мощностью до 50 м;
- Среднемощные, с мощностью до 250 м;
- Мощные, с мощностью до 400 м;
- Высокомощные, с мощностью от 200 до 800 м.

Виды многолетнемёрзлых пород были выделены по их *среднегодовой температуре*:

- Высокотемпературные со среднегодовой температурой от 0 до -2 °С;
- Высоко-низкотемпературные со среднегодовой температурой от 0 до -10 °С;
- Особонизкотемпературные со среднегодовой температурой от -5 °С до -15 °С.

Высокотемпературные ММП в настоящее время развиты на шельфе. Следует отметить, что признаки реликтовости мёрзлых толщ шельфа (геологическое строение,

объёмная льдистость и др.) не распространяются на температурный режим мёрзлых толщ, который со времени их образования пришёл в соответствие с современными факторами температуроформирования. Важной чертой температурных полей здесь является наличие малых градиентов изменения температуры по глубине, не превышающих видимо $1-1,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Особо низкотемпературные многолетнемёрзлые толщи развиты в горных породах побережий. Наиболее низки они в пределах горных массивов ($-10 \div -15^{\circ}\text{C}$), где этому способствует хорошо выраженная высотная поясность температуры воздуха, ветровой перенос снега, преимущественно скальные грунты - мало влажные и, в силу этого, обладающие малой теплотой фазовых переходов воды при промерзании – оттаивании. Существенно выше среднегодовые температуры в тонкодисперсных породах, слагающих низменности и равнины – $-5 \div -12^{\circ}\text{C}$. Помимо действия климатических факторов это объясняется дисперсным составом и высокой влажностью горных пород.

Наиболее сложные температурные условия существуют в зонах перехода от субаквального типа инженерно-геокриологической обстановки к субмаринному. Среднегодовые температуры многолетнемёрзлых пород при движении в крест береговой линии на коротких отрезках, часто не превышающих нескольких сотен метров, изменяются от 0 до -10°C . Это обстоятельство является следствием высокой как количественной, так и качественной изменчивости основных температуроформирующих факторов. Особую роль здесь играет изменение влияния переменчивых как во времени, так и в пространстве водных покровов. В результате формируется зона многолетнемёрзлых пород с широким спектром среднегодовых температур – по существу от 0 до -10°C .

Заключительным признаком подразделения многолетнемёрзлых толщ был выбран комплекс развивающихся и возможных экзогенных геологических процессов и явлений. По этому критерию были выделены следующие подвиды многолетнемёрзлых толщ:

- С развитием ледовых и волновых процессов;
- С развитием термокарста и подводных оползней;
- С развитием термозрозии и термоабразии;
- С развитием солифлюкции, наледообразования и курумообразования.

Второй основной блок классификации природно-технических систем Арктики содержит сводную информацию **об основных инженерных сооружениях**, как строящихся в настоящее время, так и возможных в будущем. Они были объединены в семь типов, в соответствии с особенностями конструкций и условиями эксплуатации:

▪ *Сооружения на насыпях* объединяют большую группу инженерных объектов, входящих в газопромысловый комплекс (производственные сооружения установок по подготовке газа, компрессорные станции, сооружения промышленных зон, временные жилые комплексы, автомобильные и железные дороги и др.). Объединяет их использование подсыпок (как правило, песчаных) в качестве грунтов основания.

▪ *Сооружения на сваях* (надземные трубопроводы, здания и др.) могут использоваться в качестве грунтов основания как многолетнемёрзлые породы в естественном залегании, так и искусственные насыпные грунты. Такая конструкция позволяет свести к минимуму тепловое влияние инженерных сооружений на многолетнемёрзлые толщи.

▪ *Подземные трубопроводы*, отличающиеся сложным режимом теплового взаимодействия с вмещающими мёрзлыми грунтами и предполагающими существование определенного уровня теплообмена между ними.

▪ *Морские платформы*, являющиеся добычными конструкциями на шельфе. Подразделяются на: а) опирающиеся на дно (на свайных основаниях, гравитационного типа, свайно-гравитационные) и б) плавучие (заякоренные).

▪ *Ледяные острова*, являющиеся платформами особого типа, в конструкции которых основная роль отводится наморозенному льду, сохраняющемуся посредством термостабилизаторов или холодильных установок.

▪ *Причалы*, эстакадного типа на свайных опорах, обеспечивающие движение автомобильного и железнодорожного транспорта, прокладку трубопроводов и пр.

▪ *Дамбы*, сложенные глинистыми грунтами, а также бетонные и железобетонные.

По особенностям теплового взаимодействия и грунтами основания и окружающей средой инженерные сооружения были объединены в 2 подтипа: тепловыделяющие и нетепловыделяющие.

Изложенные выше принципы типизации были реализованы в классификации природно-технических систем Арктики.

Предложенная классификационная схема позволяет оценить типы эколого-геокриологической обстановки, характерные для определённых инженерных сооружений, а также в самом общем плане оценить и инженерно-геокриологические опасности при их строительстве и эксплуатации. Общая схема определения природно-технических систем заключается в выборе вида инженерного сооружения, оценке его тепловых особенностей, а затем в характеристике типов инженерно-геокриологической обстановки по основным критериям на основе выбора из предложенных вариантов. Примеры характеристики некоторых природно-технических систем приводятся ниже:

▪ Сооружения нетепловыделяющие на насыпях с субазральным типом инженерно-геокриологической обстановки, на низменностях, сложенных преимущественно супесчано-суглинистыми и глинистыми грунтами, незасолёнными, с современными многолетнемёрзлыми породами прерывистого распространения, сильнольдистыми, средней мощности, высоко-низкотемпературными, с развитием процессов термоабразии и термоэрозии.

▪ Ледяные острова нетепловыделяющие с субмаринным типом инженерно-геокриологической обстановки, на шельфе глубиной от 2 до 7-12 м, с песчано-глинистыми грунтами, средnezасолёнными, с реликтивными многолетнемёрзлыми породами сплошного распространения, льдистыми, мощными, высокотемпературными, с развитием термокаста и подводных оползней.

В заключение следует отметить, что предложенная типизация природно-технических систем позволяет определять содержание необходимой информации для оценки устойчивости тех или иных природно-технических систем в Арктике. Это следует из того, что для подобной оценки как минимум необходимо наличие сведений по основным показателям мёрзлых толщ, использованным в качестве классификационных признаков в представленной классификации.

ОБОБЩЕНИЕ ДАННЫХ О КРИОЛИТОЗОНЕ НА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ) МАСШТАБ 1:1 500 000

А.А. Шестакова, В.Б. Спектор, Я.И. Торговкин, В.В. Спектор

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия;
aashest@mail.ru, vbspector@mpi.ysn.ru, torgovkin@mpi.ysn.ru, vvspector@mpi.ysn.ru

Инженерно-геологическая карта территории Республики Саха (Якутия) охватывает площадь около 3 млн. кв. км., составляющую 1/5 часть территории России. На карте показаны

грунтовые и геокриологические условия, выделены активные разломы, а на картах врезках (масштаб 1:15 000 000) – сейсмичность и общая схема инженерно-геологического районирования. Особенностью составленной карты является отражение почти повсеместного распространения на закартированной территории класса мерзлых грунтов. Выделены виды этого класса грунтов, а по температурным характеристикам - их разновидности.

PERMAFROST INFORMATION IN THE ENGINEERING GEOLOGICAL MAP OF THE REPUBLIC OF SAKHA (YAKUTIA), SCALE 1:1,500,000

A.A. Shestakova, V.B. Spektor, Ya.I. Torgovkin, V.V. Spektor

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia;

aashest@mail.ru, vbspektor@mpi.ysn.ru, torgovkin@mpi.ysn.ru, vvspektor@mpi.ysn.ru

The Engineering Geological Map of the Republic of Sakha (Yakutia) covers about 3 million square km which is one-fifth of the territory of Russia. The map displays ground and geocryological conditions and active faults. Seismic intensity and the general scheme of engineering geological zoning of the Republic Sakha (Yakutia,) or the RS(Y), are shown on the inset maps (Scale 1:15,000,000). A distinguishing feature of the map is the indication of almost blanket distribution of the frozen ground class. Types of the frozen ground class are separated by lithology, while ground varieties are separated by temperature.

Введение. Инженерно-геологическая карта Республики Саха (Якутия) масштаба 1:1500000 (рис. 1) необходима для планирования, реализации и эксплуатации технических проектов на территории Республики и смежных регионов. Научное значение карты заключается в систематизации данных по особенностям распределения различных природных факторов, их взаимовлиянии и прогноз изменения окружающей среды при возведении и эксплуатации инженерных сооружений.

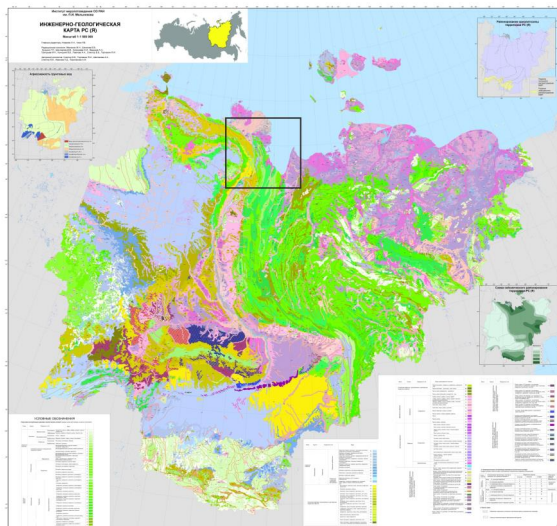


Рис. 1. Инженерно-геологическая карта РС (Я). Масштаб 1:1 500 000.
Прямоугольником выделен фрагмент карты (рис. 2).

Предлагаемую карту можно считать продолжением работ по составлению Современной Инженерно-геологической карты России, начатой в 2008 г.

Карта составлена в электронном варианте в формате «ArcGIS 10 version 10.1». На электронном макете карты картографируемая информация была сгруппирована по следующим разделам: 1) инженерно-геологические группы и виды грунтов и геокриологические факторы; 2) гидрогеологические факторы; 3) активные разрывные нарушения; 4) рельеф и 5) гидрографическая сеть.

Материалы и методы исследования. При составлении карты были использованы материалы среднемасштабной геологической съемки, а также обобщения по изданным в разные годы работам [1, 2, 3, 4]. Рассмотрены в значительной части фондовые материалы Государственного комитета по геологии и недропользованию РС (Я) и Института мерзлотоведения СО РАН.

Авторы применили метод наложения (оверлея) привязанных растровых геологических и геокриологических карт. На основе данного метода были выделены новые контуры с созданием атрибутивных таблиц.

Основным содержательным элементом представляемой карты является грунтовый фактор инженерно-геологических условий, который отображается цветом (рис. 2). Наиболее устойчивые разновидности грунтов и их сочетаний представлены менее яркими и светлыми оттенками, наименее прочные – более густыми и яркими.

В условиях повсеместного распространения многолетней мерзлоты грунт является составной частью единой криогенной геосистемы. Под криогенной геосистемой [5] понимается геологическое образование (в нашем случае грунтовое тело, совокупность грунтовых тел) вместе с совокупностью ледяных включений (криогенное строение). Рассмотрим собственно грунтовую составляющую. Под термином «грунты» понимаются «любые горные породы, почвы, осадки и антропогенные геологические образования, рассматриваемые как многокомпонентные динамичные системы, исследуемые в связи с планируемой, осуществляемой или осуществляемой инженерной деятельностью человека» [6]. Сложность и многокомпонентность грунта подчеркивается и в более поздних работах В.Т. Трофимова [7, с. 4]. В нашем случае, в области сплошного распространения многолетней мерзлоты, грунтовая составляющая является основой криогенной геосистемы, которая состоит из двух подсистем: литогенной и криогенной.

Как пишет А.Н. Хименков [5]: «литогенная основа является системообразующим фактором, который через закономерные изменения вещественного состава определяет особенности процессов криогенеза и, в конечном счете, пространственное распределение и морфологию ледяных элементов. Выбор литогенной (грунтовой по Спектору В.Б.) составляющей в качестве базового структурного элемента позволяет выделять границы криогенных (мерзлотно-грунтовых по Спектору В.Б.) геосистем различных иерархических уровней» [5, с. 77]. На карте выделены криогенные геосистемы низких иерархических уровней – грунтовые «монопородные» тела или их ассоциации, объединяемые по признаку сходства физических и, прежде всего, прочностных свойств, в том числе и обусловленных разными температурами грунтов.

Тем не менее, в рамках принятого подхода, криогенный фактор, в плане оценки физических свойств грунтов, не имеет самостоятельного значения. Как показано выше [5, 8], этот фактор формирует криогенную подсистему единой криогенной геосистемы. «Криогенная подсистема представлена ледяными включениями или целиком состоит из льда» [5, с. 77].

В определение не включен температурный показатель. Для нашей карты такой показатель имеет большое значение, поскольку от него зависят прочностные свойства

Для отражения криогенной составляющей (температуры и лдястости), по которой выделяются разновидности мерзлых грунтов, применяются цифровые обозначения. Обозначение разновидности грунта на карте показано в виде дроби, в которой цифра в числителе обозначает вид грунта и соответствует номеру знака в разделе легенды «грунтовые условия», а знаменатель характеризует разновидность грунта и соответствует номеру знака в разделе легенды «геокриологические факторы».

293



Легенда карты состоит из трех разделов, каждый из которых посвящен важнейшим факторам инженерно-геологических условий: грунтовой и геокриологической составляющим и гидрогеологическому фактору. Самостоятельными знаками выделяются площади распространения видов и разновидностей грунтов, мощности которых составляют 10 и более метров

Грунтовая (литогенная) составляющая (рис. 2) занимает первый раздел легенды. Мерзлые грунты в инженерной геологии подразделяются на те, же таксономические единицы, что и талые грунты. По сравнению с традиционно выделяемыми группами собственно скальных и полускальных, дисперсных грунтов, в легенде выделяется группа ассоциации скальных и полускальных грунтов, сочетания полускальных и дисперсных грунтов. В самостоятельную группу выделены «двухслойные» разрезы, в которых верхняя часть представлена дисперсными грунтами мощностью от 3 до 10 м, а нижняя другими классами и группами грунтов. Всего в легенде выделено 124 вида и разновидности грунтов, влияющих на инженерно-геологические свойства территории. *Криогенная составляющая* отражена во втором разделе легенды. Параметры выделения этой составляющей представлены в таблице 1. Номера знаков, представленные в легенде, представляют собой знаменатель цифрового обозначения знака на карте (рис. 2). Числитель этой дроби, как было показано выше, может отвечать любому из 124 знаков цифрового обозначения грунтовой составляющей.

Таблица 1. Геокриологический фактор инженерно-геологических условий

Класс и группа	Среднегодовая температура грунтов	Льдистость (номер знака в легенде)			Физические свойства
		Сильная	Средняя	Слабая	
Скальные и полускальные грунты	Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов ниже -5 °С	1	2	3	
	Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов - 3÷-5 °С	4	5	6	
	Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов - 1÷-3 °С (прерывистая мерзлота)	7	8	9	
	Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов 0÷-1 °С (островная и прерывистая мерзлота)	10	11	12	
Дисперсные грунты и сочетание дисперсных и полускальных грунтов	Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов ниже -5 °С	13	14	15	Твердо мерзлые грунты
	Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов - 3÷-5 °С	16	17	18	Пластично-мерзлые грунты
	Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов - 1÷-3 °С (прерывистая мерзлота)	19	20	21	

Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов 0÷-1 °С (островная и прерывистая мерзлота)	22	23	24	
Частое чередование талых и многолетнемерзлых грунтов	25			

Для оценки инженерно-геологических условий наибольшее значение имеет глубина залегания и агрессивность надмерзлотных вод. Агрессивность надмерзлотных вод разделена на виды: сульфатная, общекислотная, воды разной агрессивности и неагрессивные. В пределах территории подавляющее распространение имеют надмерзлотные гравитационные воды криолитозоны, которые подразделяются на три подтипа: надмерзлотная верховодка, воды сезонноталого слоя, надмерзлотные грунтовые воды [9].

Около 1,5 млн. кв. км территории Якутии является сейсмоопасной, что соответствует 30 % всей сейсмоактивной территории России. Здесь известны и могут произойти в будущем землетрясения интенсивностью в эпицентре 6–9 баллов по шкале MSK-64. Сейсмоопасные районы располагаются на востоке и юго-востоке Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской орогенной области, главным образом, на границах крупных литосферных плит. Территорию Якутии пересекают два сейсмических пояса: Арктико-Азиатский (ААСП) и Байкало-Становой (БССП).

Районирование территории РС (Я) по особенностям инженерно-геологических условий проведено с учетом региональных факторов по принципам, изложенным В.Т. Трофимовым [10].

Наиболее крупные региональные единицы, выделяемые на карте, – области принадлежат к одной из крупных тектонических структур (платформа, горно-складчатая область, молодая платформа и др.), в которых преобладает однотипный рельеф (горный, равнинный, равнинно-низменный или др.). В качестве единиц подчиненного ранга выделены районы, основным признаком которых является преимущественное распространение грунтов одного класса или группы или их устойчивых сочетаний.

В пределах территории РС (Я) выделяются следующие инженерно-геологические области: I. Равнин и плато Средней Сибири; II. Горная Верхояно-Колымская; III. Приморских низменностей и шельфа; IV. Охотско-Чукотская; V. Алдано-Становая (рис. 3). Каждый из районов охарактеризован с точки зрения главных черт геологического строения, тектонических особенностей, новейшей тектоники, активных экзогенных процессов, агрессивности надмерзлотных вод, преобладающего комплекса видов и разновидности грунтов.

Обсуждение результатов и выводы

Построенная по изложенным выше принципам Инженерно-геологическая карта территории Республики Саха (Якутия) позволила отразить основные особенности инженерно-геологических условий весьма разнородной по своему геологическому строению и природным условиям территории и предварительно оценить инженерно-геологические условия, выделив при этом, территории наименее устойчивые в инженерно-геологическом отношении.

При оценке грунтовых условий к наименее устойчивым территориям относятся, в первую очередь, площади развития дисперсных высокольдистых грунтов – «ледовый комплекс», охватывающие область Приморских низменностей и Центрально-Якутский район области Средней Сибири (рис. 3). Небольшие участки развития этого комплекса в виде маломощных покровов встречаются практически повсеместно на всей территории Республики и выделены на карте в виде верхнего слоя двухслойных

разрезов. На участках выхода низкотемпературных (ниже -5°C), твердомерзлых грунтов на побережье арктических морей наблюдаются высокие скорости термоабразии (несколько десятков метров в год), а в береговых обрывах русел рек – высокие скорости боковой эрозии (до 20 м/год). На поверхности полей распространения этой разновидности грунтов протекает интенсивный термокаст, даже в условиях среднегодовых температур около -15°C – -20°C . Нарушение напочвенного покрова этой разновидности грунтов приводит к заболачиванию и последующему нарастанию термокаста. Высокотемпературные разновидности (выше -5°C) ледового комплекса сосредоточены в Центрально-Якутском районе. Они подвергаются интенсивному разрушению в результате природных и антропогенных воздействий. Инженерные сооружения, использующие эти грунты в качестве оснований без специальных мероприятий, регулирующих их тепловой режим, характеризуются крайне низкими степенями устойчивости.

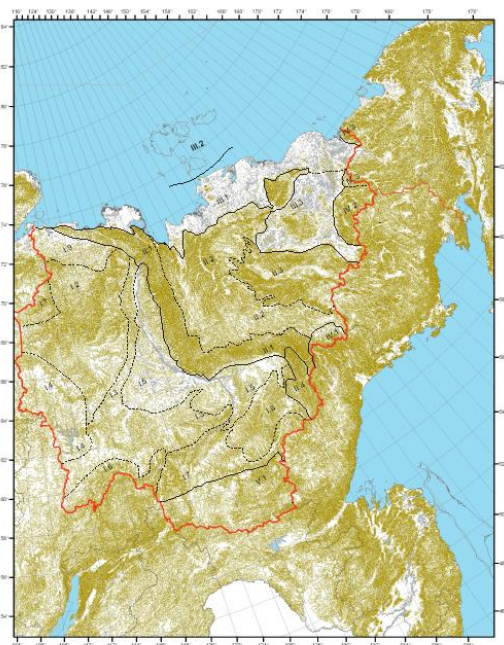


Рис. 3 Схема инженерно-геологического районирования территории РС(Я)

-  Принципы инженерно-геологических областей
-  Принципы инженерно-геологических районов

Рис. 3. Схема инженерно-геологического районирования территории РС (Я)

При оценке динамических условий (экзогенных и эндогенных процессов), помимо площадей развития ледового комплекса, наименее благоприятной для инженерных сооружений являются Верхояно-Колымская, Охотско-Чукотская и Алдано-Становая области, характеризующиеся интенсивным проявлением склоновых процессов и высокой сейсмичностью (рис. 3). Также следует принять во внимание, что некоторые площади Республики характеризуются развитием крайне низких зимних температур

(ниже -40°C), которые вызывают температурные деформации инженерных сооружений. Эти площади охватывают Центрально-Якутский район и практически всю Верхояно-Колымскую область.

Таким образом, все упомянутые выше районы можно отнести к неблагоприятным в инженерно-геологическом отношении территориям. Их общая площадь составляет около 70 % территории Республики. Площади пригодные для строительства крупных инженерных сооружений, не связанные с рисками для самих сооружений и окружающей среды, занимают лишь около 23% площади территории Якутии.

В связи с существующими планами Государства по ускоренному развитию арктических территорий, для обеспечения устойчивого развития, снижения затрат на исследование инженерно-геологических условий, выбора приоритетов строительства представляется актуальным издание составленной электронной карты и объяснительной записки на твердом (бумажном) носителе. Издание карты на твердом носителе имеет большое практическое значение, поскольку сделает информацию по инженерным условиям региона доступной всем заинтересованным пользователям.

Литература

1. Геологическая карта Якутской АССР. Масштаб 1:1500000. Редактор Л.И. Красный. Отпечатана на Картфабрике ГУГК, г. Омск, 1978.
2. Геологическая карта Республики Саха Якутия. Масштаб 1:15000000. Редактор В.А. Янжиншин. Л.: картафабрика ВСЕГЕИ, 2006.
3. Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. 300 с.
4. Геокриологическая карта СССР масштаба 1:2500000. Картпредприятие, 1997.
5. Хименков А.Н. Геосистемный подход в геоэкологии. Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 2, с. 74-82.
6. Трофимов В.Т. Термин «грунт»: ретроспектива и современное содержание. Вестник Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2000. №1. С.58-61.
7. Трофимов В.Т., Вознесенский Е.А., Королев В.А. Инженерная геология России. Т.1. М.: КДУ, 2011. 672 с.
8. Мельников В.П. и др. Криогенные геосистемы: проблемы исследования и моделирования. Новосибирск, Акад. Издание «Гео», 2010, 390 с.
9. Шепелев В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны. Новосибирск, Акад. Издание «Гео», 2011, 169 с.
10. Трофимов В.Т., Красилова Н.С. Инженерно-геологические карты: учебное пособие. М.: КДУ, 2007. - 384 с.
11. Мокшанцев К.Б. Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.

Часть 13

ИСТОРИЯ, МЕТОДОЛОГИЯ И ОБРАЗОВАНИЕ В ГЕОКРИОЛОГИИ

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ДИСЦИПЛИНЫ В УЧЕБНОМ ПЛАНЕ НАПРАВЛЕНИЯ «ПРИКЛАДНАЯ ГЕОЛОГИЯ» В ЗабГУ

Верхотуров А.Г.

Забайкальский государственный университет, г. Чита, Россия; weral0606@yandex.ru

В Забайкалье, где многолетнемерзлые породы имеют широкое распространение, геокриологические проблемы возникают при любом виде строительства и освоения. Подготовка по специальности «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания» направления «Прикладная геология» в Забайкальском государственном университете (ЗабГУ) ведется с учетом этой специфики. В статье представлен ретроспективный анализ введения геокриологических дисциплин в учебные планы кафедры. Рассмотрены требования к специалистам и проблемы трудоустройства выпускников.

GEOLOGICAL DISCIPLINES IN THE CURRICULUM OF «APPLIED GEOLOGY» IN TSU

A. Verkhoturov

Transbaikal State University Chita; weral0606@yandex.ru

In Transbaikalia, where permafrost are widespread, geocryological problems arise when any form of construction and development. Specialty training "prospecting and exploration of underground waters and engineering-geological researches" direction "Applied Geology" in Transbaikal State University (TSU) is with this in mind. The article presents a retrospective analysis of the introduction of geocryological disciplines in the curricula of the Department. Reviewed requirements for the training and the employment problem of graduates

В Забайкалье специалисты направления 130101.65 – «Прикладная геология» являются очень востребованными. Это связано с тем, что в последние годы в Забайкальском крае значительно активизировались работы по освоению минерально-сырьевых ресурсов региона [2], которые сопровождаются развитием соответствующей инфраструктуры. Добыча полезных ископаемых в крае ведется более 300 лет, в настоящее время разрабатываются: урановые месторождения Стрельцовского рудного поля, месторождения рудного и россыпного золота, утольные месторождения – Харанорское, Уртуйское, Татауровское; полиметаллические – Новоширокинское. В настоящее время завершена подготовка к разработке нескольких крупнейших полиметаллических месторождений – Удоканского, Чинейского, Нойон-Тологойского, Быстринского, Бугдаинского и Апасатского месторождения каменного угля с запасами в 2,2 млрд.т. Планируемый ежегодный объем извлечения полезных ископаемых составит 73 млн.т.

В Забайкальском государственном университете (ЗабГУ) подготовка специалистов направления «Прикладная геология» осуществляется только по одной специализации «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические

изыскания». Открытие специальности «Гидрогеология и инженерная геология» в г. Чита было вызвано масштабным освоением территории Забайкалья: строительством Байкало-Амурской магистрали [4], развитием горного производства, высокими темпами жилищного строительства. Все это требовало высокого качества инженерно-геологических изысканий и сопровождалось ростом объёмов поисков источников питьевого и хозяйственного водоснабжения. Любые виды строительства в Забайкальском крае, расположенном в южной части криолитозоны, наряду с традиционными инженерно-геологическими изысканиями, требуют учета геокриологических условий. Особенно это актуально в условиях изменения климата и деградации многолетнемерзлых пород, когда построенные с сохранением многолетнемерзлых пород здания, сооружения и транспортные коммуникации начинают испытывать деформации. Что касается подземных вод, то следует отметить – в Забайкальском крае они обеспечивают до 90% потребления населения в воде питьевого назначения [3].

В 1974 г был осуществлен первый набор студентов по специальности 0107 «Гидрогеология и инженерная геология». Обучение студентов на кафедре, с момента ее организации, осуществлялось по двум формам обучения: очной и заочной. Соответствующий прием студентов составлял соответственно 50 и 25 человек. Такой большой набор позволил обеспечивать постоянные потребности не только Забайкалья, но и Дальневосточного региона в гидрогеологах и инженерах геологах.

С 80-х годов прошлого века и по настоящее время кафедра ведет подготовку студентов по направлению «Прикладная геология» – специальность «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания» (с 2011 г. специализация, с 2014 - профиль). Ежегодный прием абитуриентов составляет 20 человек на очную форму обучения, из них 15 человек на бюджетные места.

В настоящее время специалистов данного профиля готовят в 14 вузах РФ, из которых пять находятся в Сибирском и Дальневосточном федеральных округах, в городах: Томске (ТПУ), Красноярске (СФУ), Иркутске (ИрННТУ), Чите (ЗабГУ) и Якутске (СВФУ).

В ЗабГУ значительное внимание уделяется дисциплинам геокриологического цикла, так как основные проблемы строительства, поисков и разведки подземных вод здесь обусловлены наличием многолетнемерзлых грунтов. Дисциплины включены в вариативную часть учебного плана. К ним относятся: «Общая геокриология», «Методы геокриологических исследований», «Геокриологический прогноз», «Физика, химия и механика мерзлых грунтов», «Инженерная геокриология», «Подземные воды криолитозоны» и «Мониторинг и управление геокриологическими условиями». В состав образовательной программы входят также все дисциплины обязательных разделов ФГОС ВПО – гидрогеологического, инженерно-геологического, взаимосвязь которых между собой и количество представлены на рис. 1

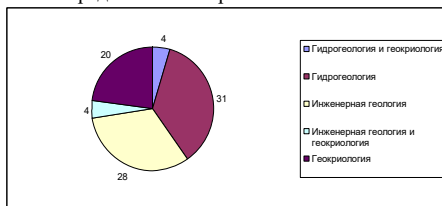


Рис. 1. Основные профессиональные дисциплины в образовательной программе в зачетных единицах [4]

Освоение данных дисциплин, в том числе и в период прохождения практик, участие в научных исследованиях кафедры, позволяет студентам приобретать необходимые навыки для работы в районах криолитозоны [1]. В Забайкалье она развита практически на всей территории, изменяется только характер распространения – от редкоостровного на юге до сплошного на севере региона.

Одной из основных причин пристального внимания к геокриологическим дисциплинам в учебном плане явилось то, что на этапе организации и становления кафедры (1981 г.) преподавательский состав в значительной части был укомплектован выпускниками кафедры мерзлотоведения Московского государственного университета – заведующим, к.г.-м.н. В.Г. Кондратьевым, доцентами; к.г.-м.н. Д.М. Шестерневым и В.С. Петровым; старшим преподавателем, к.г.-м.н. А.Н. Калинин. В дальнейшем на кафедре гидрогеологии и инженерной геологии ЗабГУ, несмотря на изменения в преподавательском составе, сохранялась преемственность включения геокриологических дисциплин в учебные планы подготовки специалистов. Особенно пристальное внимание геокриологическим дисциплинам уделял, работавший заведующим кафедрой с 1989 г. по 2003 г. к.г.-м.н., доцент В.С. Петров. Наименование, количество и объем часов геокриологических дисциплин, включенных им в образовательную программу 1998 г. сохраняются в учебных планах 2003, 2008, 2011 гг., планируется ввести их и в ФГОС 3+.

В настоящее время на кафедре работает 2 профессора выпускника кафедры геокриологии МГУ и два доцента, защитившие кандидатские диссертации по специальности 25.00.08 «Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение» в Институте мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН. Это позволяет вести соответствующие дисциплины на высоком уровне.

Анализ учебных планов подготовки геокриологов в других учебных заведениях РФ показывает, что классическая многоуровневая подготовка (бакалавр, магистр, аспирант), включающая большое количество геокриологических дисциплин, осуществляется в Московском государственном университете (МГУ) на кафедре мерзлотоведения и в Тюменском нефтегазовом университете (ТНГУ) на академической кафедре Криологии Земли, Института Криосферы Земли. Подготовка специалистов с углубленным изучением геокриологических дисциплин осуществляется только в ЗабГУ и на кафедре мерзлотоведения Северо-Восточного федерального университета (табл.1)

В университетах г. Томска, г. Красноярска и г. Иркутска в учебных планах предусмотрена только одна геокриологическая дисциплина – мерзлотоведение.

Очевидно, что, несмотря на, разный статус образовательных учреждений, набор дисциплин и компетенции, формируемые в результате их освоения, практически идентичны. Это диктуется актуальными проблемами освоения криолитозоны [1]. Опыт подготовки специалистов и отзывы с предприятий свидетельствуют, что выпускники кафедры, имеющие навыки проведения геокриологических исследований более профессионально решают задачи гидрогеологических и инженерно-геологических изысканий в районах криолитозоны.

Для обеспечения обучающихся необходимой литературой на кафедре гидрогеологии и инженерной геологии ЗабГУ подготовлены учебные пособия по дисциплинам: «Подземные воды криолитозоны» (лабораторный практикум) (Верхотуров, 2008), «Математические методы прогноза экзогенных геологических процессов (криогенная гидротермическая группа)» (Петров, 2012), «Инженерная геокриология (лекционный курс)», «Физика химия и механика мерзлых грунтов», «Инженерная геокриология (лабораторный практикум)» (Шестернев, 2010, 2012, 2014). Существенно дополняют информационную базу монографии, рекомендации и

региональные нормативы, разработанные сотрудниками кафедры. Большой опыт общения с ведущими геокриологами страны студенты кафедры получают в период проведения на базе ЗабГУ конференций «Геокриологические проблемы Забайкалья и сопредельных территорий», пятая из которых состоялась в 2015 г.

Таблица 1

Геокриологические дисциплины в планах кафедр

Университет Кафедра (год образования)	МГУ Геокриологии (1953)	ТНГУ Криологии Земли (2002 г)	ЗабГУ Гидрогеологии и инженерной геологии (1978 г) Общая геокриология	СВФУ Мерзотоведения (1978 г) Общее мерзотоведение
Д и с ц и п л и н ы	Геокриология	—		
	Основы методики инженерно-геологических, гидрогеологических и геокриологических исследований	Методы в гидрогеологии, инженерной геологии и геокриологии	Методы геокриологических исследований	Математические методы в гидрогеологии, инженерной геологии и геокриологии
	Основы геотехники в криолитозоне	Инженерная геокриология	Инженерная геокриология	Инженерное мерзотоведение
	Динамическая геокриология	Моделирование и прогноз криогенных процессов	Геокриологический прогноз	Геокриологический прогноз
	—	Криогидрогеохимия	—	Криогеоэкология
	Основы криолитогеогенеза	Основы криогенеза	—	—
	—	Подземные воды криолитозоны	Подземные воды криолитозоны	Региональная гидрогеология, инженерная геология и геокриология
	Механика мерзлых грунтов	Физико-химико-механические основы криологии	Физика, химия и механика мерзлых грунтов	—
	Геокриологическая съемка и картирование	—	Мониторинг и управление геокриологическими условиями	—

Сотрудники и студенты кафедры выполняет значительный объем хозяйственных договоров, направленных на решение геокриологических проблем, среднее годовое финансирование которых составляет 0,5-2 млн. руб. Кроме этого, для привлечения студентов к научно-исследовательской работе преподаватели кафедры ведут инициативные госбюджетные темы. Научные исследования кафедры являются основой для подготовки и представления студентами статей и докладов по результатам НИР. Лучшие из них участвуют во Всероссийских, Международных студенческих

конференциях и олимпиадах. За последние пять лет студентами опубликовано более 70 статей, получено 4 диплома первой степени в университетах Томска и Новосибирска.

На сегодняшний день кафедрой подготовлено более 900 специалистов для народного хозяйства. Выпускниками кафедры защищены 2 докторских и более 20 кандидатских диссертаций. Кафедра имеет долгосрочные договоры по подготовке кадров для предприятий ОАО «ЗабайкалГИСИЗ», ООО «Востокгеология», ГУП «Читагеомониторинг» и многих других, которые предоставляют места для производственных практик. Постоянную связь кафедры с производством позволяет своевременно вносить корректировки в вариативную часть образовательной программы.

В то же время в подготовке специалистов есть проблемы.

Первая связана со сложностью привлечения абитуриентов, которая обусловлена спадом производства, демографией, едиными государственными экзаменами (ЕГЭ) и их изменениями.

1) В условиях спада производства, который в первую очередь вызывает сокращение объема изысканий для строительства новых объектов, снижается и спрос на специалистов. Приток абитуриентов на направление «Прикладная геология» резко уменьшается, а через пять лет это сказывается и на количестве выпускников (рис. 2). Такие тенденции отмечены в начале 90-х годов, кризисом 1998 г. и в 2014 г. В периоды роста производства спрос на специалистов достаточно стабилен. Две эти тенденции и определяют количество выпускников кафедры в многолетнем цикле.

2) Проблемы набора связанные с демографией обусловлены тем, что количество мест в вузах региона приблизилось к количеству выпускников средних школ.

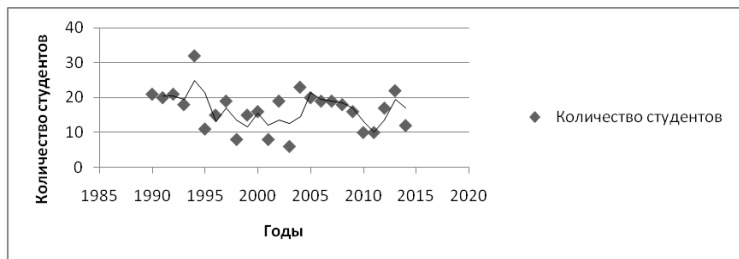


Рис. 2. Количество выпускников специальности «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания» в ЗабГУ за 1990–2014 гг.

3) Физика не является обязательным предметом в ЕГЭ. В большинстве случаев, как показывают результаты профессиональной ориентации школьников, руководство школ не стремится к тому, чтобы выпускники школ сдавали физику, за исключением профильных классов в некоторых из них. Выпускники, имеющие высокие баллы стремятся попасть в центральные вузы. В итоге в региональных вузах приходится осуществлять набор абитуриентов с достаточно низкими результатами сдачи ЕГЭ. От подготовленности контингента абитуриентов, их стремления к получению нового знания во многом зависит и качество подготовки выпускников.

Второй проблемой является трудоустройство. Общие характеристики трудоустройства выпускников в количественных соотношениях представлены на рис. 3.



Рис. 3. Трудоустройство выпускников специальности «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания» в ЗабГУ в 2010-2014 гг.

Большую сложность представляет трудоустройство выпускников кафедры (мужчин) на предприятия, где они проходили производственную практику, с которыми заключены договоры на подготовку специалистов. За последние пять лет после окончания вуза большинство из них были призваны в армию, а по окончании службы до 30 % из них переходят на работу в силовые структуры, 20 % меняют профиль деятельности и только 50 % возвращаются в специальность. До ликвидации военных кафедр показатель трудоустройства по специальности для мужчин составлял 70-80 %.

Вышеперечисленные проблемы существенным образом сказываются на обеспечении народного хозяйства специалистами в области гидрогеологии и инженерной геологии с углубленной подготовкой по геоэкологии для работы в районах криолитозоны Забайкальского края и Дальнего Востока.

Литература

1. Брушков А.В. Актуальные проблемы геоэкологии (мерзлотоведения) // Материалы Четвертой конференции геоэкологов России. МГУ, 7-9 июня 2011 г. Т.3 Части 7-12. М.: Университетская книга, 2011. – С.357-363.
2. Верхотуров А.Г. Научно-исследовательская работа – требование к подготовке // Сб. науч. тр. Инновационный менеджмент НИР и НИРС в вузе. – Уссурийск: Изд-во УГПИ, 2011. – С.121-126.
3. Верхотуров А.Г., Васютин Л.А. Ресурсы и экологическое состояние питьевых подземных вод Забайкалья // Недропользование XXI век. – 2008. - № 3 – С.79-81.
4. Verkhoturov A.G. Geocriological Programs for Specialist Training at Zabaikalsky State University Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost (Salekhard June 25-29, 2012) – Ekaterinburg: Fort Dialog-Iset, 2012. - Vol. 2. – pp. 513-515.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ДИСЦИПЛИНЫ НА КАФЕДРЕ КРИОЛИТОЛОГИИ И ГЛЯЦИОЛОГИИ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ

Л.И. Зотова, В. Н. Конищев, Н. В. Тумель, В. И. Гребенец
 МГУ им. М.В. Ломоносова, географический ф-т, Москва, Россия;
zotlar@mail.ru; vkonish@mail.ru; ntumel@mail.ru; vgreb@inbox.ru

Приводятся сведения об учебно-методических разработках кафедры криолитологии и гляциологии в области преподавания геоэкологических дисциплин по новому учебному плану. Рассматриваются программные положения шести учебных курсов, в которых решаются вопросы теоретического и практического характера в области природопользования в криолитозоне. Большое внимание уделено методическим подходам к оценке антропогенного воздействия на ландшафты криолитозоны, формированию кризисных геоэкологических ситуаций.

THE GEOECOLOGICAL DISCIPLINES AT THE CRYOLITHOLOGY & GLACIOLOGY DEPARTMENT OF GEOGRAPHICAL FACULTY

L.I. Zotova, V.N.Konishev, N.V.Tumel ,V.I.Grebenets

The Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow, Russia;
zotlar@mail.ru; vkonish@mail.ru; ntumel@mail.ru ; vgreb@inbox.ru

Learn about the educational development of the Cryolithology and Glaciology department in the teaching of subjects in the new geo-ecological curriculum. We consider the program positions seven training courses that address issues of theoretical and practical character in the field of environmental management in permafrost. Particular attention is paid to methodological approaches to assessing human impact on the landscape permafrost zone, the formation of geo-ecological crisis situations.

Кафедра осуществляет обучение бакалавров и магистров по направлению подготовки 021000.68 «География», специализации профиля «Криолитология и Гляциология». Основные дисциплины геоэкологической направленности представлены в таблице 1.

Таблица 1.

Перечень основных геоэкологических дисциплин на кафедре криолитологии и гляциологии географического факультета МГУ

№ п/п	Дисциплины	Авторы	Квалификация	Семестр	Общая емкость (час)	Формы текущего контроля и итоговой аттестации
1	Геоэкология криолитозоны	Н.В. Тумель Л.И. Зотова	бакалавры	8	72	Семинары, контрольные работы. Экзамен
2	Мерзлотный прогноз при освоении криолитозоны	Н.В. Тумель		8	72	Решение задач, устные опросы. Зачет
	Геоинформационные системы в мерзлотоведении и гляциологии	Н.А.Королева		8	72	Практические задания. Зачет
4	Экология криосферы	В.Н. Конищев	магистры	1	108	Коллоквиум, дискуссии ,рефераты. Экзамен
5	Мерзотно-экологические проблемы промышленных центров Севера	В.И.Гребенец		2	72	Тесты, решение задач, доклады, дискуссии. Экзамен
6	Оценка мерзотно-экологического состояния геосистем равнин и гор криолитозоны	Л.И. Зотова		3	108	Контрольные опросы, рефераты, доклады. Экзамен
7	Геотехнические и геоэкологические проблемы строительного освоения криолитозоны	В.И.Гребенец	бакалавр МКК	7	108	Тесты, презентации докладов. Зачет

Целью их освоения является формирование у студентов навыков анализа воздействия антропогенных факторов на ландшафты криолитозоны и криосферу Земли в целом. Задачами их освоения являются: ознакомление с понятиями, принципами и методами оценок геоэкологической опасности техногенного освоения в зависимости от

особенностей мерзлотных и физико-географических условий, специфики хозяйственного использования территории, а также разработка природоохранных мероприятий для выработки грамотной стратегии природопользования.

Основная часть дисциплин этого блока отвечает современным представлениям экологии, мерзлотоведения, экологического менеджмента.

«Геоэкология криолитозоны» (доц. Н.В. Тумель, вед. н. с. Л.И. Зотова) - основной, вводный курс по методологии геоэкологических исследований в криолитозоне. Входит в модуль "Экологическая и прикладная криолитология и гляциология". Дисциплина рассматривает фундаментальные и прикладные аспекты изменения мерзлых пород и криогенных ландшафтов в связи с антропогенной деятельностью. Объект изучения – природные и антропогенно-измененные геосистемы различных рангов в области распространения многолетнемерзлых пород.

Как известно, экологическая составляющая большинства геоэкологических исследований заключается в оценке проявления экзогенных геологических процессов, что целесообразно рассматривать с позиций ландшафтного подхода, в основе которого лежит понятие об устойчивости ландшафтов к нарушениям.

Основное содержание дисциплины включает следующие темы.

Трактовка основных понятий – экология, геоэкология, геоэкология криолитозоны. Разнообразие подходов и история становления этих терминов. Главные причины экологической уязвимости природы криолитозоны. Излагаются методы исследований, среди которых особое внимание уделено трем. Это метод ландшафтной индикации, метод ландшафтно-структурного анализа, а также метод балльных экспертных оценок. Прием выведения итоговой оценки в «центах качества» [1] вызывает особый интерес у студентов. Далее рассматриваются зонально-секторные закономерности мерзлотно-ландшафтной структуры криолитозоны России. Слайд-презентация этой темы включает оригинальную карту и наглядные диаграммы площадной дифференциации ландшафтов, построенные с помощью современных ГИС-технологий.

Под «экологическим углом зрения» рассматриваются основные характеристики мерзлых пород, необходимые при оценочных геоэкологических исследованиях. Это площадь, температура, криогенное строение пород, сезонное протаивание и промерзание, криогенные процессы. Их зональные и региональные изменения часто разнонаправленно регулируют экологическую ситуацию. Приводится кадастр наиболее опасных криогенных процессов летнего и зимнего ряда, которые следует изучать в первую очередь.

На примере криолитозоны Западной Сибири приводится пошаговая инструкция проведения оценки устойчивости геосистем криолитозоны к антропогенным нагрузкам механического характера, основанная на анализе влияния ведущих природных факторов на их устойчивость под действием нагрузок, приводящих к активизации криогенных процессов.

В последнее время особую актуальность приобретает системный подход к оценке и картографированию состояния ландшафтов в области вечной мерзлоты, позволяющий выделять на картах ареалы различной степени опасности как для инженерных сооружений так и для биоты. По этой причине в курсе кратко освещается процедура интегральной оценки литокриогенной устойчивости ландшафтов к проявлению нежелательных криогенных процессов наряду и их биоресурсной ценностью. На примере ряда ключевых участков, расположенных в разных регионах криолитозоны, обосновывается выбор оценочных факторов и различные способы их сопоставления с целью получения интегральных индексов для ранжирования ландшафтов по степени уязвимости к освоению.

Две лекции освещают проблему формирования опасных геоэкологических ситуаций в криолитозоне в условиях техногенеза. Определена их пятиступенчатая градация применительно к криолитозоне согласно нормативным документам Минприроды РФ по охране природы. Рассматриваются природные предпосылки и антропогенные факторы возникновения кризисных геоэкологических ситуаций. Демонстрируется матричная модель оценки и ГИС-картографирования состояния северных геосистем, основанная на сопоставлении степени их устойчивости и категорий интенсивности антропогенной нагрузки. Причем нагрузка учитывает не только степень линейно-площадной нарушенности в зонах влияния газо-нефтепромысловых объектов, но и степень дигрессии пастбищ вследствие перевыпаса (что повышает экологическую значимость оценки).

Заключает курс **«Геоэкология криолитозоны»** методология проведения оценки активизации криогенных процессов при антропогенных воздействиях. Определяются все сочетания экологически опасных процессов и степень пораженности ими ландшафта; оцениваются скорости их развития и затухания; проводится ранжирование процессов по степени угрозы для функционирования инженерных сооружений. Поясняются причины различий при оценке активизации криогенных процессов для равнинных и горных территорий. На примере мелкомасштабной Карты активизации криогенных процессов в пределах РФ рассматривается их география.

В результате освоения дисциплины **«Геоэкология криолитозоны»** бакалавры могут оценивать степень опасности геоэкологических ситуаций, возникающих при различных типах хозяйственной деятельности, при разных масштабах исследований.

Целью освоения дисциплины **«Мерзлотный прогноз при освоении криолитозоны»** (доц. Н. В. Тумель) является приобретение навыков качественного и количественного прогнозов мерзлотных условий. Входит в модуль "Экологическая и прикладная криолитология и гляциология". Освоение дисциплины сопровождается решением задач по следующим основным темам.

- Основные положения мерзлотного прогноза. Прогноз, связанный с климатическими и ландшафтными изменениями, с изменениями теплообмена на поверхности при механических нарушениях напочвенных покровов, рельефа, состава и свойств грунтов, а также в связи с геохимическим загрязнением.

- Оценка изменения температурного поля мерзлых пород. Расчет изменения отепляющего влияния снежного покрова, охлаждающего воздействия растительного покрова при их нарушениях.

- Использование радиационно-теплогового баланса при сравнительном географическом анализе с выделением главного фактора природной среды, определяющего вариативность температур пород в пространстве.

- Изменение мощности сезонного протаивания и промерзания. Методы расчета в соответствии с теорией В.А. Кудрявцева, а также на основе использования формулы Стефана.

- Активизация криогенных процессов. Причины активизации криогенных процессов, связанные с механическими нарушениями ландшафтов. Основные направления оценок активизации процессов: площадь пораженности, скорость развития, степень нарушенности природных ландшафтов, угроза функционированию инженерных сооружений. Типизация процессов в соответствии со временем их проявления. Проблемы устойчивости ландшафтов и мерзлых пород к активизации процессов.

- Прогноз изменения вечной мерзлоты и её южной границы при различных климатических трендах. Сокращение площади мерзлых пород в западном секторе криолитозоны.

Главный результат изучения дисциплины - владение методиками наиболее распространенных в геоэкологии расчетов.

Освоение геоэкологических дисциплин обязательно предусматривает изучение современных картографических геоинформационных технологий. В ходе освоения дисциплины **«Геоинформационные системы в мерзловедении и гляциологии»** (науч. сотр. Н. А. Королева) бакалавры знакомятся с особенностями организации данных, анализом и моделированием данных в ГИС; рассматривают характеристики основных инструментальных систем ГИС; получают навыки работы с ГИС в области геоэкологии и гляциологии. Эта дисциплина относится к модулю "Методы мерзлотных и гляциальных исследований".

В процессе обучения в компьютерном классе студенты изучают следующие темы.

- Понятие геоинформационных технологий. Программное обеспечение ГИС. Обзор современных ГИС (ArcView, MapInfo). Графическое представление объектов и их атрибутов. Методы и приемы работы с векторными данными. Особенности растровых данных.

- Базы данных и управление ими. Атрибутивные данные как элемент базы данных. Кодирование атрибутивной информации. Проверка и редактирование данных.

- Координатная привязка и трансформирование геоизображений. Операции с данными в векторном формате. Методы создания тематических карт на примере карт криолитозоны России.

- Примеры использования ГИС-технологий в мерзловедении и гляциологии. Ландшафтная модель территории как основа формирования ГИС. Мерзлотно-экологический атлас криолитозоны России.

- Анализ природных взаимосвязей в криолитозоне средствами ГИС. Карта «Мерзлотно-ландшафтная дифференциация криолитозоны России» как пример использования аналитических возможностей ГИС.

В итоге бакалавры овладевают навыками работы с программным обеспечением ArcView GIS, MapInfo, используемым для формирования базы данных ГИС, проведения ГИС-анализа, визуализации растровых и векторных данных и тематического картографирования.

Обучение в магистратуре требует расширения представлений о «мерзлотной» геоэкологии во времени и пространстве. Задача лекционного курса меняется от информационно – оценочной к концептуально - ориентирующей. Это реализуется в курсе **«Экология криосферы»** (проф. В.Н.Конищев).

Целью дисциплины являются понимание влияния криосферы Земли как на ее природу, так и на производственно-экономическую, социальную и духовную жизнь общества. Курс направлен именно на анализ сложнейших взаимосвязей криосферы, географической среды и общества. Слушатели учатся анализировать научную информацию, теории и гипотезы формирования планеты Земля и ее природных оболочек в зависимости от эволюции криосферы.

Тематика лекционных и семинарских занятий курса **«Экология криосферы»** следующая.

- Космогонические предпосылки возникновения криосферы Земли. Гипотезы и модели появления и развития криосферы Земли, ее возраст. Земля как наиболее близкая к Солнцу планета криогенного типа. Криосфера как особая природная оболочка Земли, ее планетарный и глобальный характер, современная структура.

- Изменение соотношения наземного и подземного оледенений в различные этапы плейстоцена. Концепция расширяющейся и усложняющейся криосферы Земли.

- Криосфера Земли и тектонические процессы. Критика гляциоизостатических представлений. Влияние оледенений на вулканизм и землетрясения. Особенности проявления сейсмичности в криолитозоне.
- Особенности формирования макрорельефа в условиях криосферы Земли. Соотношение высоты гор и снеговой линии. Темпы ледниковой и мерзлотной денудации. Влияние мерзлотных условий перигляциальной зоны Русской равнины на морфологию долин рек.
- Эволюция минерального вещества в криосфере. Ряд устойчивости основных породообразующих минералов в криосфере. Криопротекторная роль незамерзающей воды. Ледниковый и мерзлотный литогенез. Лессовидные образования.
- Криосфера и природная зональность. Два типа природной зональности в фанерозое (ледниковая и безледниковая). Криогиперзональный и термогиперзональный типы природной зональности в плейстоцене.
- Особенности почвообразовательных процессов в криолитозоне. Палеокриогенез, современное почвообразование и земледелие на Русской равнине. Влияние вечной мерзлоты на растительность. Факторы отрицательного и благоприятного воздействия на растительность.
- Природная перестройка арктической криолитозоны на рубеже плейстоцен - голоцен и ее роль в исчезновении мамонтовой фауны и становлении современных экосистем.
- Криосфера и баланс углерода в биосфере. Соотношение палеотемпературной кривой и содержание CO_2 в разрезе ледникового щита Антарктиды. Реакция различных частей криосферы Земли (ледниковых щитов Антарктиды, Гренландии; горных ледников; морского льда; криолитозоны) на потепление климата.
- Функционирование экономики России в криолитозоне. География коэффициентов удорожания.

Темы рефератов с рекомендуемой литературой позволяют приблизить деятельность магистранта к научно-исследовательской работе.

Важен и актуален учебный курс доцента В. И. Гребенца *«Мерзотно-экологические проблемы индустриальных центров Севера»*, который является частью специальной подготовки магистров в рамках профиля «Научно-прикладные аспекты природопользования в криолитозоне». Цель - обучение методам прогнозирования развития опасных инженерно-криогенных процессов и способам управления мерзлотной обстановкой на застроенных территориях криолитозоны.

Основные темы дисциплины таковы.

- Мерзотно-экологическая обстановка в городах и поселениях Российского и зарубежного Севера. Исторические и социально-экономико-географические аспекты, влияющие на вечную мерзлоту и активизацию инженерно-криогенных процессов.
- Инженерно-криогенные процессы. Понятие «криотехногенеза» на урбанизированных территориях. Классификации и анализ трех групп процессов, связанных с антропогенным отоплением, с техногенным привнесом охлаждающего импульса и специфических.
- Методы количественных прогнозов развития мерзотно-экологической обстановки в городах и поселениях Севера. Компьютерные программы для расчетов нестационарных тепловых полей, изменения несущей способности фундаментов, надежности газо- и нефтетранспортных систем, активизации опасных инженерно-криогенных процессов. Типизация мерзотно-экологических нарушений, деформаций зданий и сооружений в зависимости от проявления процессов.

- Основные элементы городской среды и характер температурных полей. Геокриологический мониторинг в период подготовки к застройке, при строительстве, эксплуатации и реконструкции зданий и сооружений.

- Основные градостроительные приемы, используемые для сохранения вечномёрзлого состояния оснований. Различные способы устройства инженерно-технических коммуникаций (надземная, наземная и подземная прокладки). Снижение несущей способности грунтов при их техногенном засолении. Активизация криогенного выветривания подземных искусственных сред, методы защиты, способы реконструкции фундаментов и подземных сооружений.

- Анализ массовых деформаций зданий и сооружений в городах и поселениях криолитозоны. Оценка изменения мерзлотно-экологической обстановки и геотехнической ситуации в 20 крупнейших городах Севера России, США, Норвегии и Канады.

- Управление мерзлотной обстановкой и геоэкологической ситуацией на урбанизированных территориях. Основные способы укрепления оснований и усиления фундаментов в условиях Крайнего Севера. Искусственное замораживание грунтов в России и за рубежом.

В результате магистры овладевают основами проектирования, мониторинга геокриологических условий, эффективных рекомендаций, необходимых для оптимизации состояния урбанизированных территорий и выработки управленческих решений.

Пользуется популярностью среди студентов новый межкафедральный курс В. И. Гребенца «Геотехнические и геоэкологические проблемы строительного освоения криолитозоны», в котором бакалавры (преимущественно геоморфологи и картографы) получают базовые знания об особенностях строительства в криолитозоне, возникающих при этом мерзлотно-экологических проблемах и путях их решений .

В ходе освоения дисциплины **«Оценка мерзлотно-экологического состояния геосистем равнин и гор криолитозоны»** (вед. н.с. Л.И.Зотова) магистры знакомятся с понятиями, принципами и методами мерзлотно-экологических оценок и ГИС-картографирования в области вечной мерзлоты; решают прикладные задачи, связанные с выявлением и сопоставлением факторов, влияющих на опасность освоения, формирование кризисных экологических ситуаций. Акцент - на индивидуальную работу с каждым студентом по интересующей его теме в форме дискуссий, рефератов и пр. В содержание дисциплины входят

- Представления об экологическом состоянии, экологической безопасности, экологическом риске в равнинной и горной криолитозоне.

- Оценка потенциальной экологической опасности освоения территории; факторная оценка литокриогенного и эколого-биотического состояния геосистем в различных природно-климатических условиях. Принципы оценочного мерзлотно-экологического картографирования .

- Балльные экспертные оценки в геокриологических и гляциологических исследованиях. Приемы их совершенствования (определение размерности баллов, вычисление интегральных коэффициентов). Использование графоаналитического способа совмещения оценочных шкал показателей, влияющих на риск хозяйственного освоения.

- Представления о генезисе, стадиях формирования, диагностике и географии кризисных экологических ситуаций в криолитозоне в условиях техногенеза и рекреационной нагрузки.

• Основные приемы природоохранных мероприятий и стабилизации геоэкологических ситуаций в криолитозоне и в высокогорье. Проблемы северного оленеводства. Примеры инновационных проектов в северных регионах.

В итоге, магистранты овладевают методическими приемами оценки устойчивости криогенных ландшафтов всех уровней к антропогенным нагрузкам с целью экологически сбалансированного природопользования в криолитозоне.

Содержание и авторские методики преподавания рассмотренных геоэкологических дисциплин с применением современных it-технологий несомненно могут представлять практический интерес для подготовки специалистов в тех областях науки и практики, которые связаны с освоением и изучением природы криосферы Земли и криолитозоны в частности.

Литература

1. Тумель Н.В., Зотова Л.И. Геоэкология криолитозоны: Учебное пособие. – М.: Географический факультет МГУ, типография Россельхозакадемии, 2014. – 244 с.
2. Интернет-ресурсы. Сайт географического ф-та МГУ, учебные программы:
http://www.geogr.msu.ru/student/programs/bac_geography/b_krio_Geoeкологиya_kriolitozony.pdf
http://www.geogr.msu.ru/student/programs/bac_geography/b_krio_Merzlotnyy_prognoz_pri_osvoenii_kriolitozony.pdf
http://www.geogr.msu.ru/student/programs/bac_geography/b_krio_Geoinformatsionnye_sistemy_merzlotovedeniya_i_glybatsiologii.pdf
http://www.geogr.msu.ru/student/programs/m_geography/mm_krio_Otsenka_Merzlotno-ekologicheskogo_sostoyaniya_geosistem_ravnin_i_gor_kriolitozony.pdf

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ УЧЕБНО-НАУЧНОЙ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКИ ДЛЯ МАГИСТРОВ 1 КУРСА ИНЖЕНЕРНОГО ПОТОКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ ИМЕНИ М.В. ЛОМОНОСОВА В СЕНТЯБРЕ 2015 Г.

В.С.Исаев¹, А.В.Кошурников¹, Д.О.Сергеев², А.А.Погорелов¹, И.С.Соколов³,
О.В.Подчасов¹, Р.Т.Аманжуров⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии; e-mail: tpomed@rambler.ru
koshurnikov@msu-geophysics.ru pogorelov.andrey@gmail.com, podchasov.oleg@gmail.com

² Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН,
e-mail: sergueevdo@mail.ru

³ ООО «ГЕОИНЖСЕРВИС», e-mail: ngv@fugro.ru

⁴ ООО «Новые технологии», e-mail: rusaman@gmail.com

Приведена методика проведения и некоторые итоги полевой инженерно-геокриологической практики для магистров 1 года обучения геологического факультета МГУ, проходящая в республике Коми. Приводятся полевые данные и результаты их постобработки и анализа.

TECHNIQUE AND SOME RESULTS OF FIELD ENGINEERING GEOCRYOLOGICAL PRACTICE FOR 1-TH YEAR MAGESTERS OF ENGINEERING BRANCH OF GEOLOGICAL DEPARTMENT OF M.V.LOMONOSOV MSU IN SEPTEMBER 2015.

V.S.Isaev¹, A.V.Koshurnikov¹, D.O. Sergeev², A.A.Pogorelov¹, I.S.Sokolov³,
O.V.Podchasov¹, R.T.Amangurov⁴

¹ Lomonosov Moscow state university. geological faculty, geocryology department,
e-mail: tpomed@rambler.ru koshurnikov@msu-geophysics.ru
pogorelov.andrey@gmail.com, podchasov.oleg@gmail.com

² E.M. Sergeev Institute of geoecology, RAS, e-mail: sergueevdo@mail.ru

³ JSC «Geoengservice», e-mail: ssi@fugro.ru

⁴ JSC «New technology», e-mail: rusaman@gmail.com

Presentation of methods and some results of the geocryological field practice in the Komi republic sites.

Введение. В сентябре 2015 года проводилась Воркутинская инженерно-геокриологическая практика студентов геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. В ходе практики были исследованы 4 района: станция Хановей, станция Песец, западное побережье Байдарацкой губы и 101-й километр железной дороги на участке Воркута – Лабитнанги (рис. 1, 2).

Рис. 1. Район работ. Западное побережье Байдарацкой губы



Рис. 2. Район работ. Станции Хановей, Песец.



Цель практики: изучение многолетнемерзлых пород их распространение, геокриологических процессов и явлений в исследуемых районах, ознакомление с методами инженерно-геокриологической съемки.

Задачи практики:

1. Построение карты инженерно-геокриологических условий
2. Построение карты ландшафтного микрорайонирования
3. Определение мощности ММП с помощью геофизических методов: георадар, ЗСБ, сейсмика (МПВ), магниторазведка
4. Изучение строения и состава ММП пород бурением скважин, оценка состояния пород и криотекстуры
5. Изучение теплофизических параметров ММП (теплопроводность)
6. Изучение температурного режима ММП
7. Высоточная DGPS съемка в режиме RTK с постобработкой для выделения ландшафтов, для изучения динамики движения береговой линии в результате термоабразии
8. Моделирование изменения температурно-фазовых полей и сравнение программ Permafrost 3D, Q-frost, Tundra.

Методика инженерно-геокриологических исследований

Построение карты микрорайонирования. Методика микрорайонирования территории представляет собой процесс выделения элементов ландшафта по ряду природных факторов, важнейшими из которых являются: 1) геоморфологическое строение; 2) генезис, возраст, состав и строение четвертичных отложений; 3) гидрологические и гидрогеологические (горизонты грунтовых вод) условия; 4) геоботанические условия. Выделение ландшафтов производится при последовательном подразделении территории сначала по одному, затем по второму и далее факторам. Конечным результатом такого подразделения является элементарный тип ландшафта, в пределах которого природные условия обеспечивают существование определенного типа сезонного промерзания/оттаивания пород с конкретными количественными характеристиками [3]

Буровые работы. Бурение проводилось с помощью ручного мотобура: на станции Хановой до глубины 5,8 м (Рис. 3), на станции Песец до глубины 1,6 м. После окончания бурения скважина была обсажена пластиковой трубой диаметром 7,5см, в которую была опущена термокаса с логгером с последующей заглушкой скважины.

Геодезическая съемка. Геодезические исследования проводились на западном побережье Байдарацкой губы и на 101-ом километре железной дороги на участке Воркута - Лабытнанги. Цель работы на Байдарацкой губе - измерение скорости отступления бровки берегового уступа, характер изменения берега и составление топоплана береговой линии. Съемка проводилась с помощью DGPS с последующей постобработкой полученных данных.



Рис. 3. Серо-голубого суглинок с глубины 5.8 м на станции Хановой.

Статическое зондирование. Статическое зондирование представляет собой процесс вдавливания зонда в грунт с постоянной скоростью и одновременным измерением показателей сопротивления грунта [4, 5].

Удельное сопротивление под конусом зонда (лобовое сопротивление при зондировании)

q_c - сопротивление грунта внедрению конусному наконечнику зонда, отнесённое к площади основания конуса.

Удельное сопротивление грунта на участке боковой поверхности зонда(боковое сопротивление) f_s - сопротивление грунта на боковой поверхности муфты трения зонда, отнесённое к площади боковой поверхности муфты трения A_s : $f_s = F_s / A_s$.

Фактор площади конуса (фактор a) - показатель, отражающий степень влияния конструкции зонда на величину суммарного порового давления и на величину удельного сопротивления грунта под конусом: $a = A_n / A_t = (A_t - A_l) / A_t$, где A_n - площадь поперечного сечения нагруженного стержня; A_t - полная площадь основания конуса; A_l - площадь кольцевой выточки в основании конуса; A_t , A_n и A_l зависят от размеров зонда.

Фактор площади муфты трения (фактор b) - показатель, отражающий степень влияния конструкции зонда на величину удельного сопротивления по боковой поверхности зонда:

$$b = (Al - Au) / As, \text{ где } Au = Asb - Ast$$

Зонд статического зондирования. Устройство, воспринимающее сопротивление грунта вдавливанию с постоянной скоростью (20 ± 5) мм/с. Колебания скорости зондирования зависят от поставленных задач и конкретных грунтовых условий. Рекомендуемые характеристики зонда: диаметр 35,7 мм (площадь основания конуса 10 см^2); угол при вершине 60° ; длина цилиндрической части от основания конуса 1000 мм; площадь муфты трения 150 см^2 . Геометрия и допуски по отдельным деталям зондов указаны в ИРП. В условиях частого переслаивания грунтов различной плотности более приемлемы зонды с площадью основания конуса 15 см^2 и длиной 710 мм. Обычно применяемая аббревиатура для статического зондирования – CPT (Cone Penetration Test).

Установка статического зондирования (рис. 4), как правило, включает: зонд (со штангами и каналами связи); механизм вдавливания (извлечения) зонда; опорное устройство, соответствующее дизайну установки (масса установки, анкера и т. п.); измерительно-регистрирующую аппаратуру.

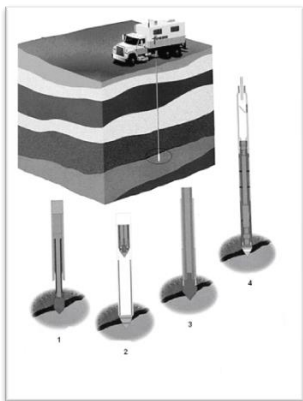


Рис. 4. Общий вид самоходной пенетрационной установки (конструкция компании «Фугро», Нидерланды): 1 – вдавливаемый пробоотборник грунтовых вод; 2 – вдавливаемый пробоотборник грунта; 3 – вдавливаемый пьезометр; 4 – универсальный конусный пенетrometer, снабжённый лазером, пьезометром и измерителем электрической проводимости.

Параметры, замеряемые в ходе зондирования, зависят от конструкции зонда и используемых каналов связи. Современные технологии зондирования ориентированы на применение пьезодатчиков. Так, четырёхканальный пьезозонд может определять: удельное сопротивление грунта под конусом (лобовое сопротивление внедрению конуса); удельное сопротивление по муфте трения (боковое сопротивление внедрению конуса); суммарное поровое давление (сумма наведённого порового давления, вызванного внедрением конуса, и природного порового давления); угол наклона скважины (инклинометрия).

Общая характеристика информации, получаемой в ходе зондирования. Информация, регистрируемая в ходе задавливания зонда, накапливается на дискретных цифровых файлах и визуализируется в виде непрерывных графиков в определённом масштабе как для параметров зондирования, так и по глубине. Вид паспорта испытания грунтов статическим зондированием с рабочим графиком, непосредственно получаемым в ходе зондирования, показан на рис.5.

Для записи и представления графиков зондирования используются специальные полевые самописцы (логгеры), принтеры или портативные компьютеры с соответствующим программным обеспечением. Программные пакеты обычно адаптированы к последним версиям Microsoft Windows, но операционально могут существенно различаться у разных производителей зондировочного оборудования в зависимости от вида интерфейса, применяемого для записи и передачи сигналов от датчиков.

Для получения аналитических графиков зондирования необходимы первичные цифровые файлы, обрабатываемые в программном пакете Excel.

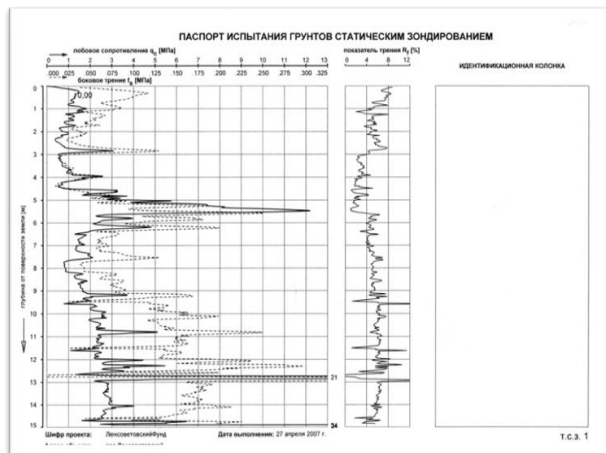


Рис 5. Вид полевого графика зондирования.

Определение теплофизических свойств грунтов.
Определение коэффициента теплопроводности в полевых условиях проводилось мобильным измерителем теплопроводности “МИТ-1”, предназначенным

для оперативного определения теплопроводности строительных и теплоизоляционных материалов зондовым методом в соответствии с ГОСТ 30256-94 при технологическом контроле качества.

Прибор состоит из электронного блока, теплового зонда и сетевого блока питания, необходимого для обеспечения достаточной мощности нагревателя в процессе измерений. Принцип действия прибора основан на измерении изменения температуры зонда за определенное время при его нагреве постоянной мощностью [1].

Рабочие условия эксплуатации: диапазон температур $-10...+50^{\circ}\text{C}$, относительная влажность воздуха до 80%, атмосферное давление 650-800 мм.рт.ст (86-106кПа). Диапазон измерения теплопроводности 0.03-2 Вт/(м*К). Пределы относительной погрешности $\pm 7.0\%$.

Зонд имеет диаметр 6,0 мм, при измерении он должен быть помещен внутрь массива грунта с обеспечением максимального теплового контакта зонда с грунтом. Зонд должен плотно, без люфта входить в отверстие, стенки отверстия должны быть ровные, без рваных краев. Следует иметь в виду, что чем больше воздушных прослоек между зондом и исследуемым материалом, тем выше погрешность измерения. С целью получения лучшего контакта зонда с изучаемой породой зонд смазывался литолом.

Перед первым измерением необходимо выдержать грунт вместе с измерительным зондом при температуре измерения не менее двух часов.

При изучении мерзлых горных пород изучается эффективная теплопроводность, в связи с наличием фазовых переходов, поскольку измерения проводились в летний период.

Исследование грунтов методами электроразведки

Зондирование становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) – метод электромагнитного зондирования с искусственным (контролируемым) источником, основанный на изучении поля переходных процессов, которое возбуждается в земле при изменении тока в источнике

Аппаратура. Для работ методом ЗСБ использовалась аппаратура «Tem-Fast» (АЕМР, Ltd., Нидерланды). Аппаратура состоит из генератора прямоугольных импульсов тока и совмещенного с ним измерителя.

Основные технические характеристики аппаратуры «Tem-Fast»:

- количество автоматически регистрируемых задержек - 48;
- минимальное значение времени задержки 4.06 мкс;
- максимальное значение времени задержки 15304 мкс (15мс);
- максимальный ток в генераторе 4А;
- динамический диапазон измерителя 140 дБ;
- чувствительность (минимальный регистрируемый сигнал 1 мкВ;
- подавление промышленных помех (50 Гц/60 Гц) не менее 60 дБ;
- измеряемые величины – ЭДС/ток, единицы измерения - В/А;
- время измерения единичной кривой от 10 секунд до 4 минут 30 секунд;
- разрядность АЦП 16 бит, разрешение 1 мкВ;
- стандарт защиты корпуса IP-65.

Управление TEM-FAST осуществляется с любого IBM-совместимого компьютера при помощи специальной управляющей программы (TEM-48Win).

При полевых исследованиях целесообразно использовать компьютер класса КПК.

Георадиолокационные исследования. Метод георадиолокационного подповерхностного зондирования (георадар) основан на изучении распространения электромагнитных волн в среде. Георадиолокационные исследования выполнялись по профилям, пересекающим объекты изучения. Работы выполнялись георадаром «Зонд-12» («Radar Inc.», г.Рига, Латвия). Для изучения снежника и повторно-жильных льдов на Уральском берегу Байдарацкой губы использовалась экранированная антенна с центральной частотой 300,150,75,38 МГц. На проблемном участке Северной железной дороги использовалась экранированная антенна с центральной частотой 300 МГц, а так же воздушная не экранированная антенна с центральной частотой 150 МГц. Антенна с центральной частотой 300 МГц перемещалась по поверхности земли, привязка по профилю осуществлялась с помощью мерного колеса, начало и конец профиля фиксировались GPS-навигатором. Антенна с центральной частотой 150 МГц перемещалась над поверхностью, начало и конец профиля фиксировались GPS-навигатором. Частота актов возбуждения зондирующего сигнала и приема отражений составляла 14 раз в секунду с накопления сигнала. В режиме накопления частота уменьшается пропорционально числу накоплений сигнала.

Режим работы аппаратуры:

Центральная частота возбуждаемого сигнала – тип антенн – 150, 300 МГц;

Временной интервал записи – от 100 до 300 нс;

Усиление – по 10 точкам, 0 – 52 дБ;

Фильтрация – жесткий фильтр;

Число накоплений сигнала при записи – 4 - 8.

Число точек в каждой трассе 512 при дискретизации по времени 0.98 нс;

Скорость перемещения – 0,1 – 0,5 м/с;

Режим движения – непрерывный (профилирование);

Обработка метода георадиолокации. Обработка полевых данных георадиолокации производилась с помощью пакета программ интерактивной интерпретации данных электрических зондирований RadExplorer 1.4, разработанного ООО «ДЕКО-Геофизика», г. Москва.

Поток обработка полевых материалов включала в себя:

- смещение нуля времени;
- полосовая фильтрация;

- пространственная интерполяции;
- 2D пространственная фильтрация;
- удаление «звона» антенны;
- амплитудная коррекция.

Исследование грунтов методами сейсморазведки. Полевые исследования методом преломленных волн проводились вблизи станции Песец. Исследования выполнялись по одному профилю.

Сейсмические измерения методом преломленных волн проводились в виде непрерывного профилирования по системе встречно-нагоняющих годографов с использованием Z-Z расстановки.

Полевые сейсмические наблюдения проводились по следующей методике:

- длина приемной расстановки 46 м, шаг между пунктами приема 2 м;
- пункты возбуждения упругих колебаний располагаются на ПК: -12, -6, 0, 10, 22, 34, 46, 52, 58

- регистрация осуществлялась по схеме Z-Z.

Регистрация сейсмических записей осуществлялась со следующими параметрами:

- число активных каналов 24;
- длина сейсмической записи 512 мсек с шагом дискретизации 0,5 мсек;
- частотный диапазон записи 5 - 500 Гц;
- усиление 40 - 60 дБ в зависимости от уровня микросейсм;
- количество накоплений 10-15. Для регистрации сейсмических данных использовалась станция “Лакколит XM” (рис.6)/

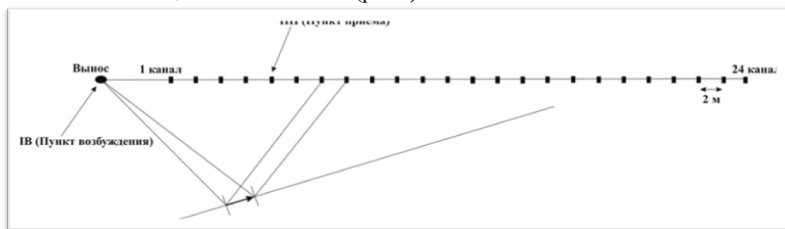


Рисунок 6. Принципиальная схема работ с применением МПВ

Обработка. Обработка данных МПВ велась в программном пакете “RadexPro2011.2”. На первом этапе проводилась оценка качества полученных сейсмограмм. Для дальнейшей обработки использовались сейсмограммы, соответствующие ПВ, расположенным на пикетах -12, -6, 0, 10, 22, 34, 46, 52, 58. Когда на данных сейсмограммах было невозможно проследить первые вступления, то для обработки выбирались соседние сейсмограммы с более уверенным прослеживанием первых вступлений.

Исследования по программе CALM (циркумполярный мониторинг деятельного слоя). Программа CALM (circumpolar active layer monitoring) была разработана в США IPA (international permafrost association) в 1994 и применяется в качестве одного из приоритетных международных научных проектов. Её целью является получение данных максимальной в сезоне глубине сезонного протаивания и наблюдение за динамикой мощности сезонно-талого слоя (СТС). Изучение динамики глубины подошвы сезонного протаивания при сопоставлении с метеорологическими данными за аналогичный период позволяет выявлять реакцию сезонно-талого слоя криолитозоны на изменения климата и климатические циклы. Измерения проводятся на

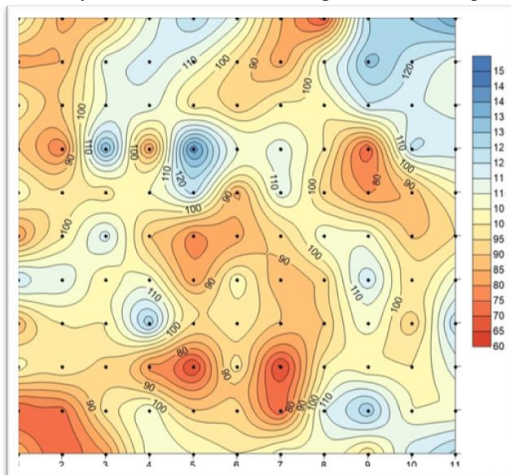
специальных репрезентативных площадках, которые располжены в типичных зональных антропогенно ненарушенных ландшафтах.

Стандартная площадка CALM – это квадрат, ориентированный на север. Он содержит в себе 121 точку измерения, устроенных через равное расстояние. Стандартные размеры площадок CALM: 1х1 км, 100х100 м, 10х10 м. Глубина, как правило, определяется при помощи шупа, который погружается в грунт до кровли вечномерзлых пород. Однако этот метод имеет ряд серьезных недостатков. Так достаточно трудно определить кровлю пластично-мерзлых суглинков, морозных песков или криопзгов. Поэтому большинство площадок разбито в торфяниках на высокольдистых отложениях. Благодаря этому кровля вечномерзлых грунтов отмечается глухим стуком при достижении её шупом. Еще одна проблема – не на всех площадках CALM учитывается сезонное пучение и протаивание деятельного слоя. Таким образом, из-за разной плотности льда и воды, мощность сезонно-талого слоя в период измерения оказывается несколько меньше, чем мощность в мерзлом состоянии.

Моделирование изменения температурно-фазовых полей. Сравнение программ Permafrost 3D, Q-frost, Tundra2. Для безаварийного функционирования линейных сооружений, объектов гражданского и специального назначения в условиях криолитозоны, необходимо обеспечивать однородное (талое или мерзлое) состояние пород. В случае, если эта однородность нарушается, например, в связи с образованием таликов, то велика вероятность возникновения неравномерных осадок и, как следствие – деформаций. При раннем обнаружении образующихся таликов, можно предупредить деформирование, используя ряд инженерных решений.

Поскольку полевые методы исследования многолетнемерзлых толщ нередко являются весьма дорогостоящими и занимают немало времени, является оправданным использование дистанционных методов, одним из которых является моделирование. Моделирование изменений температурно-фазовых полей, способно дать нам информацию о состоянии пород в тот или иной момент времени. Методика моделирования заключается в постановке и решении нестационарной задачи теплопроводности с условием Стефана (выделение тепла при фазовых переходах).

Результаты выполненных работ. В ходе работ на ст. Хановой проводились



также измерения мощности СТС, на площадке CALM. Результаты замеров были собраны вместе и обработаны в программе Surfer 10 (Рис. 7). Максимальное протаивание составило – 145 см, минимальное – 63 см, при средних значениях – 100 см.

Рис.7. Карта-схема площадки CALM в районе станции Хановой.

Буровые работы. В результате бурения на ст. Хановой была получена колонка, построенная в программе Autocad (рис.8).

№ столбца	Геологический индекс	Глубина залегания слоя		Мощность, м	АБ: отвалы, карьеры, озера	Крупность текстуры	Литологический разрез	Наименование грунта
		С, м	Д, м					
1		0,0	0,4	0,4				Торф отлабывающийся
2								Суглинок серовато-голубой с прослойками песка, в верхней части с рыхлыми включениями
3		0,4	1,31	0,91				Суглинок серовато-голубой с прослойками песка, в верхней части с рыхлыми включениями
4		1,31	1,82	0,23				Суглинок серовато-голубой с прослойками песка, в верхней части с рыхлыми включениями
5		1,82	1,72	0,12				Суглинок серовато-голубой с прослойками песка, в верхней части с рыхлыми включениями
6		1,72	2,6	0,88				Песок коричневато-серый мелкий
7		2,6	3,1	0,5				Суглинок серовато-коричневый (ПТТ)
8		3,1	3,6	0,5				Суглинок серовато-голубой с прослойками песка, в верхней части с рыхлыми включениями
9		3,6	5,3	1,7				Суглинок серый с прослойками песка
		5,3	5,8	0,5				Суглинок серый с прослойками песка

Рис. 8. Колонка, построенная в программе Autocad

Статическое зондирование. В ходе статического зондирования на 101 км жд полотна на участке Чум-Лабитнанги были получены предварительные данные о распределении температуры по глубине и составлен разрез с Инженерно-геологическими элементами (ИГЭ) (табл. 1).

Таблица 1

Глубина, м	Температура, °С	Порода
0,4-0,67	3,4	до 1,6 м-гравий, ниже песок с гравием,
3,5	-0,4	с 3,5 м – песок с гравием, глубже до 6 м –
4,4	-0,63	пластично мерзлый суглинок;
5,9	-0,67	до 12,3 м – талая толща – песок
6,9	-0,17	мелкий/средний
12,3	-0,16	

Геодезические исследования. Результатом геодезической съемки является топографический план с 4-го по 5-й пикет 101 км (рис.9).

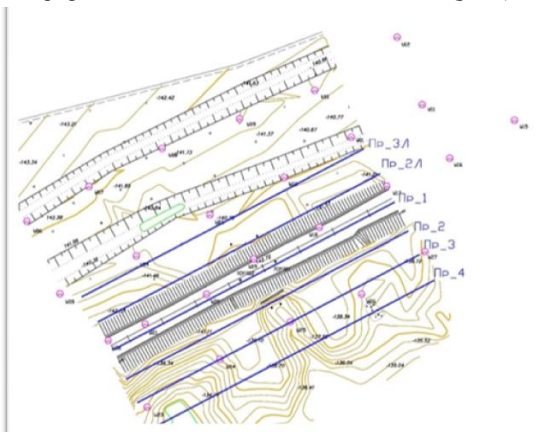


Рис. 9. Топоплан участка железной дороги Чум – Лабитнанги 101 км, построенный в программе Autocad

В результате картирования береговой линии на уральском берегу Байдаракской губы (Рис.10, 11) было выяснено, что существует зависимость скорости отступления береговой линии от высоты береговых отложений и от их

состава и льдистости.

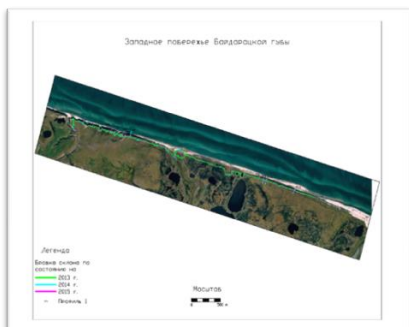


Рис. 10. Треки DGPS съемки отступления береговой линии

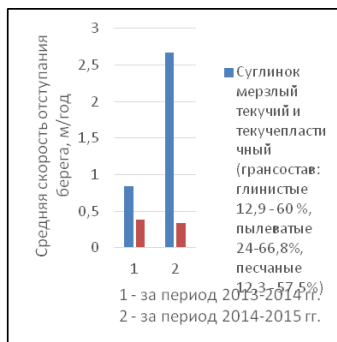


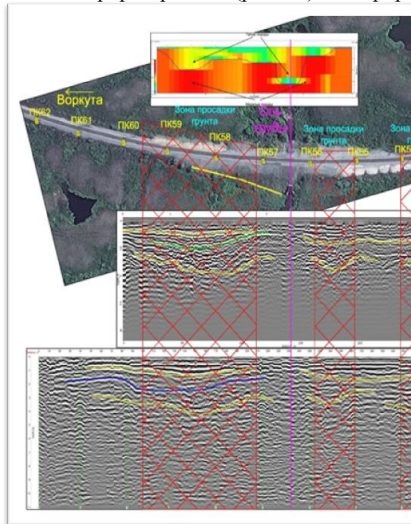
Рис. 11. Зависимости скорости отступления береговой линии от состава отложений и мощности отложений

Геофизические исследования. Результаты методов электроразведки.

Зондирование становлением поля в ближней зоне (ЗСБ). Обработка данных. Все полевые данные были получены в поле в цифровом виде. Сохранение полевых данных на внешний носитель информации выполнялось только в случае получения кондиционной кривой в поле.

На этапе обработки выполнялась сортировка кривых кажущегося сопротивления, отбраковка и анализ достоверности кривых.

Интерпретация данных ЗСБ. Все кривые зондирований ЗСБ после обработки были интерпретированы (рис. 11). Интерпретация заключалась в 1D инверсии кривых



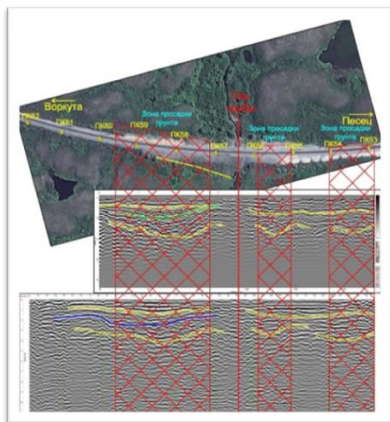
кажущегося сопротивления в геоэлектрический разрез. Для математического моделирования данных ЗСБ использовалась программа Tem-Res (П.О.Барсуков, ИЗМИРАН). Результатом интерпретации данных ЗСБ является геоэлектрический разрез.

Рис. 11. Пространственное сопоставление интерпретации данных исследований методом ЗСБ и георадиолокации.

На рисунке 11 представлено пространственное сопоставление интерпретации данных исследований методом ЗСБ и георадиолокации. Исследования методом ЗСБ позволили выявить наличие таликовой зоны и оценить глубину распространения талых грунтов под ручьём. На пикетах 58-59 прослеживается корреляция границ

просадки полотна по данным георадиолокации и выявленной по данным ЗСБ таликовой зоны в непосредственной близости от железнодорожной насыпи.

Интерпретация данных георадиолокации В результате проведения георадиолокационных работ была произведена оценка колебания кровли ММП, выявлены участки с просадками грунтов, таликовые участки (рис.12). На рисунке 12



представлено совмещенное расположение карты района работ и георадарных разрезов за 2014 и 2015 годы. На разрезах выделены субгоризонтальные границы в местах просадки грунта. Данные границы отчетливо видны и имеют высокую долю корреляции по исследованиям 2014 и 2015 года. На рисунке 12 красной штриховкой приведены зоны просадки грунта выделенные на основании волнообразных понижений субгоризонтальных границ в теле насыпи.

Рис. 12. Результат георадарной съемки на участке 2227 км жд линии Воркута – Москва.

В пределах 110 км участка пути Чум – Лабитнанги нами проводилось георадарная съемка. Были использованы 4 антенны с частотой 38, 75, 150 и 300 Герц. В пределах просадок железнодорожного полотна наблюдается увеличение мощности сезонно талого слоя. Наиболее показательными являлись снимки, сделанные на профиле вблизи полотна антенной с частотой 75 герц.

Результаты сейсмических методов. Длина сейсмического профиля составила 94 метра. Исследования проводились на продольных волнах методом преломленных волн (МПВ). Начало профиля располагалось в 4 метрах от ручья, протекающего через тело железнодорожной насыпи. Сейсмический разрез имеет двухслойную структуру.

Верхний слой имеет низкие скорости в диапазоне 200-500 м/с и мощность от 6 до 12 метров.

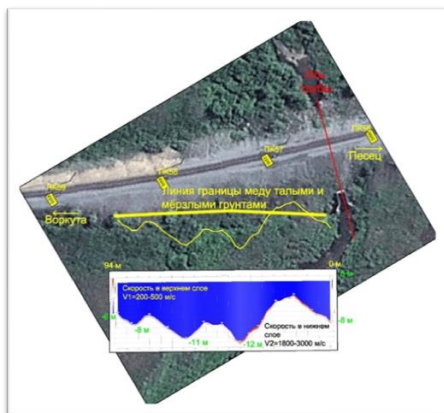


Рис. 13. Результаты сейсмических исследований, проведённых у основания железнодорожной насыпи 2227 км дороги Москва-Воркута

Нижний слой имеет на порядок большие скорости продольных волн 1800-3000 м/с. Предположительно верхний слой представлен материалом отсыпки насыпи и естественным грунтом в талом состоянии. Второй слой, исходя из скоростных характеристик, представлен мерзлыми грунтами. Характерно,

что граница между талыми и мерзлыми грунтами заглублена к ручью, что говорит о наличии таликовой зоны под ручьём. С удалением от ручья граница поднимается до отметки -4 метра, далее по профилю линия границы заглубляется до отметок -10 – -12 метров, что также говорит о наличии таликовых зон. Прослеживается корреляция на данном участке границ просадки грунта в верхней части насыпи и границы талых и мерзлых пород под самой насыпью.

Определение теплофизических характеристик. Измерения коэффициента теплопроводности грунтов, проводимые нестационарным методом цилиндрического зонда, а именно МИТ-1, были осуществлены в двух точках. Первая – в пробуренной в развиваемом термокарстовом озере возле станции Хановой северной железной дороги скважине. Вторая – на 101 километре железной дороги на линии Воркута-Сейда-Лабытнанги, на склоне насыпи, в 3 м от центра полотна. Полученные результаты приведены в таблице 2.

Для получения корректных значений коэффициента теплопроводности данным методом необходимо использовать теплопроводящую смазку для обеспечения максимального теплового контакта зонда с породой. Также необходимо, чтобы в радиусе 15 см от измерительного зонда среда была изотропной, так как именно такова расчетная область прибора.

Полученные данные, с учетом всех погрешностей, можно использовать для моделирования.

	Глубина измерения	Описание грунта	Температура грунта,	λ
1 (скв. Хановой)	2,4-2,6м	Глина серовато-коричневого цвета, мягкопластичная	6,44	1,56
	2,6-3,0	Песок коричнево-серый, крупнозернистый	7,25	2,1
	3,0-3,1	Песок коричнево-серый, крупнозернистый		2,1
	3,1-3,2	Переход песка в суглинок серо-коричневый, тугопластичный		2,1
2 (101 км)	0,4-0,5м	Песок коричневый, средне-крупнозернистый с включениями дресвы и гравия до 30%	4,5	1,53
			5,5	1,84
			5,5	1,6

Таблица 2. Данные теплофизических измерений грунта ст.Хановой.

Интерпретация данных магниторазведки. По результатам электромагнитных зондирований были зафиксированы аномальные области высоких и низких УЭС на участке работ. По результатам частотных зондирований построены геоэлектрические срезы и модели. По результатам ЗСБ построены геоэлектрические разрезы. Истолкование результатов геоэлектрики позволило сделать выводы о геологическом и геокриологическом строении изучаемого района и построить инженерно-геофизические срезы и разрезы. Анализируя результаты геофизических исследований можно заключить, что аномально высокие зоны УЭС по данным бурения связаны с мерзлыми грунтами (как правило, песчаными и супесчаными) и ледогрунтами (Уральский берег), а области пониженного сопротивления связаны с преобладанием в разрезах глинистой составляющей и часто отсутствием мерзлых толщ. Аномально низкие зоны УЭС связаны с криопэгами по данным бурения. Высокоомные неоднородности в моделях имеют геокриологическую природу

Верхняя часть разрезов на суше в районе пляжа для Ямальского берегового участка имеет высокоомную область (УЭС около 2000 Ом.м). Её природа связана с

мерзлыми грунтами по данным бурения (СКВ МГУ-28, отчет по инженерно-геологическому бурению, приложение №2, ООО «МГУ-геофизика»). Также в районе коффердамов фиксируется аномалия повышенного сопротивления связанная с гравийной засыпкой между коффердамами. По результатам геоэлектрики наиболее контрастные аномалии получены в концевых частях коффердамов. Здесь по данным геоэлектрики возможно представить пространственное положение гобионов, укрепляющих коффердамы. На акватории Ямальского берегового участка зафиксированы локальные высокоомные зоны в верхней части разреза. Вероятно, их природа связана с «вялой» мерзлотой, поскольку уровень УЭС 200-100 Ом.м. Нижняя часть разреза как на акватории, так и на суше более проводящая по данным ЗСБ. Учитывая результаты бурения по суше на Ямальском берегу это вызвано сменой разреза с супесчанистого на суглинистый в целом. На Ямальском берегу в сухопутной части (нитки 1-2) зафиксированы зоны аномально низких сопротивлений на глубинах 10-20 м. Вероятно, природа этих аномалий разреза связана с криопэгами. На акватории, наоборот, отмечаются аномалии повышенного сопротивления. Вероятно, их природа вызвана литологическими (преобладанием супесчаных толщ) особенностями разреза.

Карта ландшафтного районирования. В результате маршрутных исследований была построена карта ландшафтного районирования. Для картирования местности были собраны данные о типах местности (рельеф), выделены элементы растительности и увлажненности поверхности, учтены мерзлотные явления (рис.11).



Рис. 14. Карта ландшафтного районирования и геокриологических процессов учебно-научно геокриологического полигона «Хановей»

Моделирование изменения температурно-фазовых полей. Сравнение программ **Permafrost 3D**, **Q-frost**, **Tundra2**. В ходе прохождения практики нам предстояло смоделировать изменение температурно-фазовых полей в теле насыпи на участке перегона Песец-Ханавей Воркутинской дистанции Северной ЖД. В первую очередь, в ходе рекогносцировочных маршрутов был измерена

форма расчетной области. По результатам бурения прошлых лет был составлен разрез (рис 15), демонстрирующий расположение разных типов грунтов в теле насыпи и на прилегающих территориях [2].

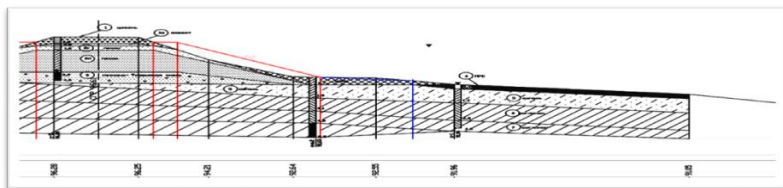


Рисунок 15. Грунтовые условия насыпи 1

Отбор образцов грунтов при бурении и лабораторные исследования, а также работа с таблицами СНиП 2.02.04-88, предоставило сведения о его основных теплофизических свойствах, необходимых для моделирования (табл. 3).

Таблица 3 Основные теплофизические свойства грунтов насыпи

Грунт	T _{bf} , °C	λ , Вт/(м·°C)		C, кДж/(м³·K)		Q _f , МДж/м³
		th	Fr	Th	fr	
Щебень, асбест, шлак	0	1,44	2,03	2566,8	2268	58,925
Песок	0	1,45	1,62	2160	1800	50,920
Супесь	-0,2	1,8	1,91	3150	2350	107,400
Суглинок	-0,2	1,51	1,68	3150	2350	130,650

С метеостанции ст. Елец были получены данные по среднемесячным температурам воздуха и высоте снега, которая дает возможность оценить коэффициент теплообмена между воздухом и дневной поверхностью грунта. Поскольку склон насыпи изменят снегонесущие потоки воздуха, толщина снега на склоне была разделена на 4 различных участка (рис 16).

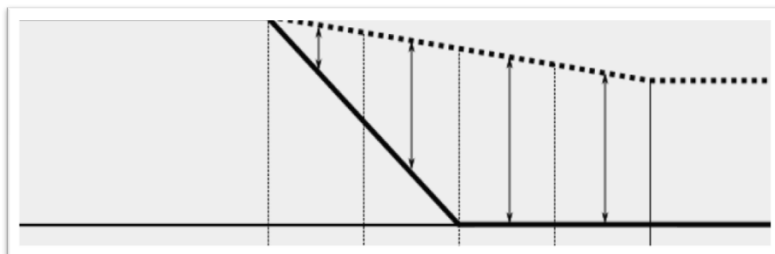


Рис. 16. Распределение снега на склоне насыпи

С учетом разницы в снегонакоплении сформировалось 6 различных типов поверхности: Рабочее полотно насыпи, где снега нет, 4 типа склонов и естественные условия. Для моделирования использовалась программа Q-frost 0.19.0. (рис 17). При расчете использовался климатический тренд 0,008 °C/год. За начало расчета был взят 1970 год и была поставлена цель установить год, в котором не произойдет полное смерзание мерзлой толщи в холодный период времени. Расчет показал, что это произойдет к 2114 году (рис 18).

Рис. 17. Отрисовка грунтовых условий в программе Q-Frost

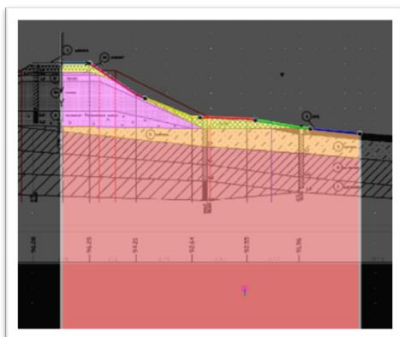
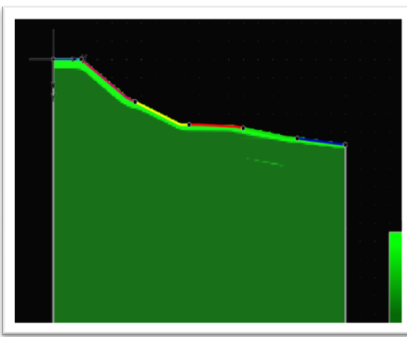


Рис. 18. Соотношение талого и мерзлого грунта по прогнозным расчетам на 2114 г



На рисунке 19 представлены результаты расчет температурного поля для исследуемого участка Северной жд – 2227 км.

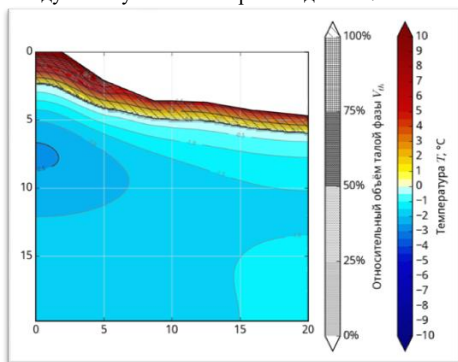


Рис. 19. Состояние температурно-фазовых полей в теле и основании насыпи на 10.09.2015 г

По результатам моделирования был сделан вывод о том, что во избежание развития деформаций, связанных с формированием талика надлежит установить на этом участке путей сезонно-охлаждающие устройства.

Также проводились повторные расчеты аналогичной задачи в программе Permafrost 3D и Tundra. Программный пакет Permafrost 3D представляет собой визуализатор и, непосредственно, блок построения и расчетов, работающий на устройствах с технологией CUDA, что обеспечивает высокую работоспособность. Программа изначально была разработана для прогнозирования изменения мерзлотных условий в основании инженерных сооружений, что накладывает отпечаток на ее работоспособность в интересах науки. Невозможность внесения климатического тренда делает этот пакет непригодным для использования в рамках нашей задачи. Помимо этого, она не слишком удобна, в плане внесения неровностей в рельеф поверхности и отрисовки неоднородных граничных условий. Будем надеется, что в будущем эти небольшие неудобства будут устранены.

Программа Tundra разработана на кафедре Геокриологии Геологического факультета МГУ. Также, как и Permafrost 3D, она состоит из двух блоков: расчетного и визуализатора. Результаты расчета задачи по изменению геокриологических условий насыпи на участке ж/д Песец-Хановой представлены на рисунке 20, грунтовые условия на рисунке 21. Поскольку в этом продукте также нет возможности задавать климатический тренд, расчет в ней не подходит для решения поставленной задачи.

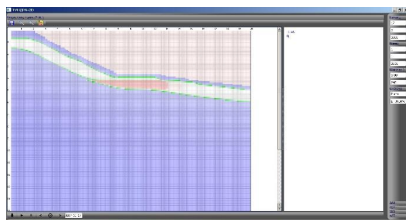


Рис. 20. Температурные поля в теле насыпи на 17.10.2007

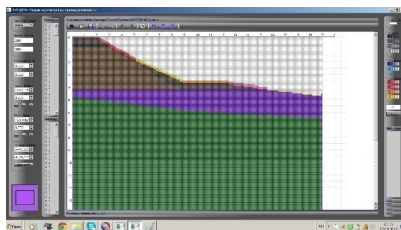


Рис. 21. Отрисовка грунтовых условий в Tundra

Закключение. В работе изложены основы проведения инженерно-геокриологической практики для студентов старших курсов инженерно-геокриологической специализации, основанные на методике проведения зимней практики в Звенигороде и дополненная современными разработками геофизических,

топографических и инженерных методов изучения грунтов в мерзлом и талом состоянии.

В ходе прохождения инженерно-геокриологической практики студентами были выполнены следующие задачи:

- Построена карта геокриологических процессов
- Построена карта ландшафтного микрорайонирования
- Оценена мощность сезонно талых пород в пределах изучаемых участков, при помощи геофизических методов (ЗСБ, георадар), бурения и зондирования.
- Изучены теплофизические свойства СТС и ММП.
- Проведена высокоточная DGPS съемка
- Проведено моделирование и построен прогноз температурно-фазовых полей в пределах изучаемых объектов
- Впервые в России было проведено изучение прочностных свойств и температуры мерзлых пород с применением статического зондирования с железнодорожной платформы в полотне железной дороги, в пределах распространения многолетнемерзлых пород.

Литература

1. Балобаев В.Т., Десяткин В.Н., Кутасов И.М. Современные геотермические условия существования и развития многолетнемерзлых пород // II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Докл. и сообщения. Вып. 1. Теплофизические процессы формирования и развития криолитозоны. Якутск, 1973. С. 11–19.
2. Основы геокриологии. Ч. 5. Инженерная геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 526 с.
3. Полевые методы геокриологических исследований. Методическое руководство по учебной практике студентов геологического факультета МГУ / Под ред. Э.Д. Ершова, Г.И. Гордеевой. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 143 с.
4. СП 25.13330.2012. «Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах» Приложение Л. «Определение механических свойств и несущей способности оснований свай в многолетнемерзлых грунтах по результатам статического зондирования». М.: НИИОСП им. Н.М. Герсеванова, институтом ОАО «НИИ «Строительство», 2012.
5. Инженерная геология России. Т. 1. Грунты России / Под ред. В.Т. Трофимова, Е.А. Вознесенского, В.А. Королева. М.: КДУ, 2011. 672 с.

ДЕНЬ НАУКИ И ИННОВАЦИЙ: НОВЫЕ МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ В ПОЛЕВЫХ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В РАМКАХ ПРАКТИКИ ДЛЯ СТУДЕНТОВ 4 КУРСА ИНЖЕНЕРНОГО ПОТОКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ ИМЕНИ М.В. ЛОМОНОСОВА В ЯНВАРЕ 2015 Г.

В.С.Исаев¹, А.И.Тюрин¹, Д.О.Сергеев², Е.И.Горшков¹, Н.Г.Волков³, С.М.Стефанов⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии; e-mail: tpomed@rambler.ru; tjurin_alex@mail.ru; e.i.gorshkov@yandex.ru

² Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН, e-mail: sergueevdo@mail.ru

³ ООО «ГЕОИНЖСЕРВИС», e-mail: ngv@fugro.ru

⁴ ООО «Солид», e-mail: solidair2005@gmail.com

Рассмотрены современные инновационные полевые методы геокриологических исследований, опробованные в рамках Дня науки и инноваций на Звенигородской геокриологической учебно-научной практике.

SCIENCE AND INNOVATION DAY: NEW METHODS AND WAYS IN FIELD GEOCRYOLOGICAL RESEARCHES DURING THE FIELD GEOCRYOLOGICAL PRACTICE FOR 4-TH COURSE STUDENTS OF ENGINEERING BRANCH OF GEOLOGICAL DEPARTMENT OF M.V.LOMONOSOV MSU IN JANUARY 2015.

V.S.Isaev¹, A.I. Tuirin¹, D.O. Sergeev², E.I. Gorshkov¹, N.G.Volkov³, S.M. Stefanov⁴

¹ Lomonosov Moscow state university. geological faculty, geocryology department;
e-mail: tpomed@rambler.ru; tjurin_alex@mail.ru; e.i.gorshkov@yandex.ru

² E.M. Sergeev Institute of geoecology, RAS, e-mail: sergueevdo@mail.ru

³ JSC «Geoengservice», e-mail: ngv@fugro.ru

⁴ JSC «Solid», e-mail: solidair2005@gmail.com

Presentation of modern innovation field methods of geocryological research, which were testing during «The day of science and innovation» at the geocryological field practice in Zvenigorod biological base of Moscow state university.

Введение. Площадь распространения многолетнемерзлых пород составляет около 65% территории современной России [1]. Мощность криолитозоны достигает сотен метров в полярных регионах нашей страны и тысяч метров в наиболее высокогорных областях Евразии.

На базе фундаментальных исследований сотрудники кафедры геокриологии в последние годы активно разрабатывают ряд научных тем прикладного характера: управление надежностью геотехнических систем в криолитозоне, взаимодействие органических загрязнителей с промерзающими и мерзлыми грунтами, создание защитных барьеров при подземном захоронении радиоактивных и токсичных отходов с использованием естественного и искусственного холода [2].

В связи с принятием в России всеобъемлющей программы освоения северных территорий (мега-проект «Ямал», строительство Ямал-СПГ, прокладка «Северного широтного хода», реконструкция и переоснащение северных аэродромов и т.д.), все больший интерес вызывает изучение полярных и приполярных областей нашей страны с точки зрения инженерно-геологической оценки этих территорий для ведущегося и планируемого строительства. Изменившиеся требования к инженерно-геологическим изысканиям (в частности, сжатые сроки при огромной территории исследования), а также необходимость организации мониторинга состояния мерзлых грунтов в реальном времени и *in situ* диктуют необходимость внедрения инновационных высокоэффективных технологий, дополняющих классические методики исследования криолитозоны.

Для решения указанных задач в криолитозоне на современном уровне необходим комплексный инженерно-геокриологический подход, основы которого традиционно преподавали в рамках Звенигородской учебно-научной практики для студентов 3-го курса инженерного потока геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова «Полевые методы геокриологических исследований» [3]. Блок прикладных задач включал изучение криогенного строения мерзлых пород и льда (преподаватель Е.М. Чувилін) и процессов пучения (преподаватели И.А. Комаров, В.С. Исаев), а также геофизические методы исследования сезонно-мерзлого слоя (преподаватель А.В. Кошурников).

В рамках преподавания метода геокриологического мониторинга изучали снежный покров и снегомерную съемку (преподаватель С.Н. Булдович) и определяли глубину сезонного промерзания с помощью различных методик (преподаватель В.Е. Тумской).

Для отражения новых требований к геокриологическим изысканиям в 2015 г. программа практики была существенно расширена проведением «Дня науки и инноваций». Главной целью мероприятия было знакомство и обучение студентов передовым методам полевых исследований в области мерзлотной аэрофото- и видеосъемки, новым приемам при применении традиционного метода статического зондирования грунтов в приложении к мерзлым грунтам. В проведении «Дня науки и инноваций» приняли участие представители ведущих производственных организаций и научных центров в области аэрофотосъемки и исследования свойств мерзлых грунтов, сотрудники с разных кафедр геологического факультета и все желающие познакомиться с современными достижениями в этой области.

Геокриологическое картирование с помощью беспилотных летательных аппаратов. Для решения геокриологических задач — ландшафтного микрорайонирования, идентификации криогенных явлений, оценочных измерений характерных неоднородностей рельефа, снегонакопления и др. — традиционно используются методы наземной съемки. Однако в силу трудодоступности и непроходимости многих районов исследований предпочтение отдается дешифрированию аэро- фотоснимков. Вместе с тем мелкое разрешение не позволяет дешифровать проявления криогенных процессов и выделять опорные участки ландшафтного микрорайонирования. Степень детальности аэрофотовидеосъемки зависит от задач. Универсальных аппаратов для решения всего комплекса проблем нет, существует альтернатива: либо высокая детализация съемки, но на небольшой территории со сравнительно недорогим оборудованием и невысокими трудозатратами, либо большее покрытие территории, но при помощи более дорогостоящего оборудования и программного обеспечения, требующего высококвалифицированного персонала, а следовательно, увеличение стоимости обработки полученного материала. При решении локальных задач ландшафтного микрорайонирования наиболее востребованы квадрокоптеры небольшого размера с небольшим радиусом покрытия территории. В рамках «Дня науки и инноваций» представитель Института геоэкологии РАН, руководитель проекта Д.О. Сергеев представил программу «Оценка микрорайонирования неоднородности с применением аэро-, фото- и видеосъемки с малых летательных аппаратов» (рис. 1). Применение квадрокоптеров позволяет осуществлять с высоты 50–100 м повторяющуюся съемку полосы землеотвода протяженных линейных инженерных объектов (автодороги, железные дороги, трубопроводы) с целью получения топографически привязанных визуальных изображений и аэрофотоснимков в видимом и инфракрасном диапазонах. Эти данные позволяют выполнить ландшафтное микрорайонирование и идентификацию геокриологических явлений и экзогенных геологических процессов (оползни, сели, обвалы, лавины, камнепады и др.).

Цели этой программы не ограничивались получением первичных навыков управления малым летательным радиоуправляемым аппаратом в условиях прямой видимости. Участники получили навыки по планированию и выполнению перспективной аэро-, фото- и видеосъемки (рис. 1, а), а также по обработке ее результатов для решения геокриологических задач (обеспечение ландшафтного микрорайонирования, идентификация криогенных явлений, оценочные измерения характерных неоднородностей рельефа, снегонакопления и т.п., влияющих на условия теплообмена).

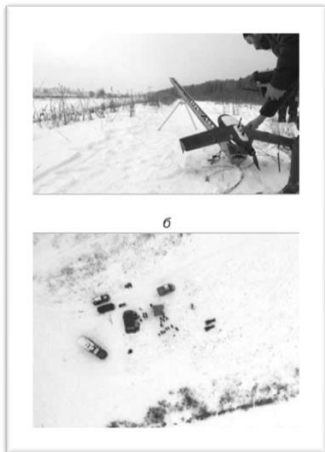
Принципиально другую модель организации геокриологического картографирования предложил представитель ООО «Солид» С.М. Стефанов.



Рис. 1. Взлет квадрокоптера (а) и снимок поверхности с помощью фотокамеры квадрокоптера (б)

Представленный им аэроподъемный комплекс (АПК) — летательный аппарат, использующий энергию ветра для подъема и транспортировки грузов. Его отличают высокая надежность, низкая стоимость, дистанционное управление, небольшие эксплуатационные расходы в расчете на один час летного времени. Области применения АПК для решения геоэкологических и геокриологических задач в значительной степени отличаются от таковых, решаемых в геокриологии при помощи квадрокоптеров. АПК позволяет выполнять длительный непрерывный разновысотный мониторинг на площадках для выявления закономерностей протекания геоэкологических процессов, а также проводить визуальные наблюдения на разной высоте с целью изучения геологических неоднородностей с разной степенью

детальности, оценивать фоновые геофизические (электромагнитные, температурные, радиационные) поля, изучать прозрачность атмосферы на малой высоте с применением лидарной съемки, выполнять рекогносцировочное геокриологическое и инженерно-геологическое картирование береговой полосы арктических и южных морей, а также исследовать процесс переработки берегов равнинных рек.



Сотрудник кафедры геокриологии геологического факультета МГУ имени Ломоносова Е.И. Горшков совместно с выпускником МИИГА и К К.Г. Шермазяном представили беспилотный летательный аппарат (БЛА) «GATEWING X100» (рис. 2, а, 2, б), с возможностью программной обработки данных, полученных в ходе аэрофотосъемки данных в виде трехмерных моделей местности.

Рис. 2. Запуск беспилотного летательного аппарата «GATEWING X100» (а) и снимок поверхности с помощью фотокамеры беспилотного летательного аппарата «GATEWING X100» (б)

Основные преимущества этого БЛА

закладаются в возможности просто и быстро подготовить беспилотный летательный аппарат к выполнению площадной аэрофотосъемки, благодаря прилагасемому программному обеспечению провести автоматизированную обработку цифровых снимков и получить конечный продукт, готовый для импорта в стандартные геологические информационные системы (ГИС) и системы автоматизированного проектирования (computer-aided design, CAD), программные продукты. Кроме того, получаемый материал характеризуется высокой точностью картографирования (дециметровой или выше) площадью до 20 км² и высокой плотностью сетки (1 м и гуще). Благодаря высокой частоте сканирования происходит многократное перекрытие снимками дешифрируемой местности, что позволяет получить наиболее полную информацию о поверхности и объектах на ней. Высокая скорость обработки материала (несколько дней, возможно, несколько часов) при низкой стоимости, которая равна или меньше, чем при создании грубой цифровой модели местности с помощью традиционной наземной съемки того же участка, делает эту технологию наиболее привлекательной при решении прикладных геокриологических задач.

Инновационная технология комплексного мерзлотного зондирования (КМЗ), позволяющая анализировать механические, физические свойства образцов пород в талом и мерзлом состоянии *in situ*, была представлена компанией «Фугро». Комплексное мерзлотное зондирование — полевой метод исследования пластично-мерзлых грунтов, который дополняет и частично заменяет инженерно-геологическое бурение, выступает в виде связующего звена между инженерно- геологическим бурением, лабораторными испытаниями и геофизическими исследованиями, определяет температурный профиль с любым заданным шагом по глубине. КМЗ осуществляется согласно основным строительным нормативам [4].

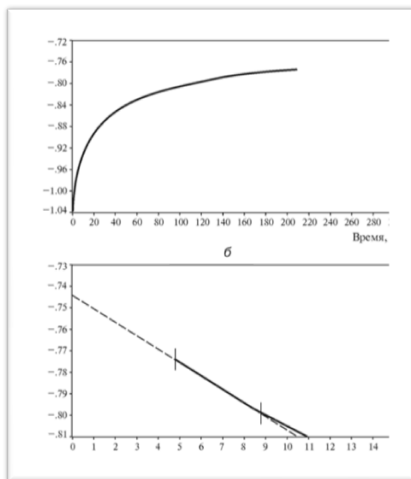


Рис. 3. Пример обработки температурного замера установкой КМЗ («Фугро»): а — фактические данные, б — линия тренда (экстраполяция)

Практическое использование результатов КМЗ в геокриологии заключается в определении основных характеристик мерзлого грунта, таких, как лобовое сопротивление и боковое трение, позволяющих провести расчет/оценку механических характеристик мерзлых грунтов в соответствии с нормативами [СП, 2012], — модуль деформации E_f (МПа) и эквивалентное сцепление Se_q (кПа), расчет несущей

способности свай в соответствии с нормативами [СП, 2012], выделение инженерно - геологических элементов. Объект исследования этим методом — пластично-мерзлые грунты [5], которые широко распространены в зоне прибрежной мерзлоты из-за повышенной засоленности, в зоне техногенного

теплового воздействия на вечную мерзлоту, около таликовых мерзлых грунтовых массивах. Несмотря на то что твердомерзлые грунты и пластовые льды не являются предметом исследования для КМЗ, в то же время они не представляют непреодолимого препятствия для пенетрации зонда, а, следовательно, можно получать информацию о механических и физических свойствах этих грунтов. Кроме того, есть возможность дополнить информацию о массиве грунта данными об электрическом сопротивлении, при этом создается непрерывный профиль электрического сопротивления мерзлых грунтов благодаря установленному оборудованию (диполь, установка Веннера). КМЗ позволяет также получать информацию о засоленности мерзлых грунтов по разрезу с выделением криопэггов и определять границу талый–мерзлый грунт. С помощью КМЗ можно определять содержание метана и определять границы между свободным газом (газовые карманы) и газом, защемленным во льду. Таким образом, применение КМЗ для мерзлых грунтов позволяет значительно расширить спектр применяемых полевых геокриологических методов исследования и решить вопрос интенсификации получения данных о механических свойствах грунтов и температуре в массиве мерзлых пород. С помощью зонда КМЗ можно получить непрерывный температурный профиль в течение дня при прямом измерении температуры грунта, т.е. решаются задачи температурного мониторинга, включающие установку термометрической скважины в течение одного дня без нарушения термического режима и последующий дистанционный сбор данных температурного мониторинга (рис. 3). Метод имеет важное прикладное значение — позволяет проверять работу систем термостабилизации грунтов, когда осуществляется прямой замер температуры в непосредственной близости к термостабилизатору и сравнивать с фоновой температурой вне зоны воздействия термостабилизатора, оценивать механические свойства мерзлого грунта, охлажденного термостабилизатором, что позволяет определять несущую способность сваи, расположенной в зоне воздействия термостабилизатора.

Заключение. Современные технологии, опробованные на «Дне науки и инноваций», существенно дополнили традиционные полевые методы геокриологических исследований. Благодаря применению беспилотных аппаратов аэро-, фото- и видеосъемки поверхности можно решать комплекс задач:

- 1) существенно интенсифицировать получение первичных данных для дешифрирования криогенных процессов, мерзлотного микрорайонирования и выявления площадей, находящихся при строительстве в зонах риска благодаря заполнению ниши между маршрутными полевыми съемочными исследованиями и космической съемкой; Кроме того, этот метод применим в местах, недоступных для маршрутных исследований, особенно при наличии водных преград и заболоченных территорий;

- 2) верифицировать данные, полученные в результате комплексного мерзлотного зондирования, многолетними данными температурного мониторинга. В стационарных скважинах на территории Звенигородской биостанции показано полное соответствие температурных данных, полученных разными методами. Сопоставление результатов полевых съемочных исследований с применением беспилотных летательных аппаратов с данными маршрутных исследований позволило уточнить карту ландшафтного микрорайонирования района практики. Аэро- и фотоматериалы положены в основу многолетнего мониторинга геоморфологической обстановки в районе Звенигородской практики.

Литература

1. Балобаев В.Т., Девяткин В.Н., Кутасов И.М. Современные геотермические условия

- существования и развития многолетнемерзлых пород // II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Докл. и сообщения. Вып. 1. Теплофизические процессы формирования и развития криолитозоны. Якутск, 1973. С. 11–19.
2. Основы геокриологии. Ч. 5. Инженерная геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 526 с.
 3. Полевые методы геокриологических исследований. Методическое руководство по учебной практике студентов геологического факультета МГУ / Под ред. Э.Д. Ершова, Г.И. Гордеевой. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 143 с.
 4. СП 25.13330.2012. «Основания и фундаменты на вечноммерзлых грунтах» Приложение Л. «Определение механических свойств и несущей способности оснований свай в многолетнемерзлых грунтах по результатам статического зондирования». М.: НИИОСП им. Н.М. Герсеева, институтом ОАО «НИЦ “Строительство”», 2012.
 5. Инженерная геология России. Т. 1. Грунты России / Под ред. В.Т. Трофимова, Е.А. Вознесенского, В.А. Королева. М.: КДУ, 2011. 672 с.

ОБ ЭВОЛЮЦИИ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ХОЛОДЕ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ

В.С. Шейнкман, В.П. Мельников

Тюменский научный центр СО РАН, Институт криосферы Земли СО РАН,
Тюмень; Тюменский государственный нефтегазовый университет, Тюмень; Тюменский
государственный университет, Тюмень; Россия; vlad.sheinkman@mail.ru

В статье авторы, анализируя явления холодного мира, предлагают обсудить вопросы его восприятия, накопившиеся проблемы терминологии и постановку задач в плане изучения криоразнообразия на нашей планете. Вопросы, отражающие проявления криоразнообразия рассматриваются в развитии идей, освещенных в работах [8, 18]. Кроме того, в статье разбираются вопросы о целесообразности объединения объектов холодного мира Земли в рамках криогенных систем различного типа и ранга, и предлагается новая схема их соподчиненности.

IN RESPECT TO EVOLUTION OF KNOWLEDGE IN EARTH'S SCIENCES

V.S. Sheinkman, V.P. Melnikov

Earth Cryosphere Institute, SB RAS, Tyumen; Tyumen State Oil and Gas University,
Tyumen; Tyumen State University, Tyumen; Russia; vlad.sheinkman@mail.ru

In this paper the present authors have analyzed phenomena of the cold world, and propose to discuss the problems of its perception, and also terminological questions which have been stored, as well as the raising tasks in respect to studying manifestations of cryodiversity at our planet. The questions reflecting cryodiversity are considered on the subject of developing the ideas elucidated in the works [8, 18]. Besides, in the paper the problems of uniting the objects of the Earth's cold world in frames of cryogenic geosystems of different types and ranks have been investigated, and a new scheme of their hierarchy has been presented.

Введение. Понять явления холодного мира Земли – важная научная задача. При ее решении возникают вопросы как прикладного, так и общенаучного плана. Первые встают чаще: с ними связана повседневная жизнь. Но назрели и общеметодологические решения – о холодном мире собрано много данных, и на прежней методологической базе работа с ними часто не позволяет выходить на новые концептуальные позиции и разрешать накопленные противоречия. Парадоксально, но не имеет ясного образа само понятие “холод” – исследователи все еще не условились о его дефиниции. Это

приводит к очевидной неопределенности при обозначении явлений, порождает понятийные и терминологические противоречия, и при изложении своих взглядов исследователям приходится постоянно пояснять (нередко – достаточно детально, так как иначе может быть неясно, о чем идет речь), в рамках какого концептуального поля, и с применением какого терминологического ресурса они оперируют своими данными. Последний раз вопросы подобного осмысления явлений холодного мира ставились в 1980-е гг. [2, 3] – во время отклика на активное внедрение в науки о Земле философских концепций и системного анализа (что, например, воплотилось в создании учения о геосистемах [12]). Однако затем произошел спад интереса к данной тематике, и возвращение к ней будет способствовать актуальной задаче познания и использования криогенных ресурсов.

Представления о холоде и формирование терминологии. Исследования, связанные с изучением холодного мира Земли, нередко замкнуты внутри одной области знаний, когда теряются данные, которые можно получить на стыке наук – привлекая потенциал каждой из них. Как отмечено в [3], это следствие осознания невозможности синтеза знаний, не выходя за пределы конкретной науки. Именно выход за ее рамки вызывает необходимость подключить к конкретно-научному познанию логику, гносеологию и диалектику, чем, по всей видимости, и объясняется начатая вновь [7, 8] дискуссия о философском осмыслении холодного мира. Ведь, с одной стороны, в составе научных направлений появляются автономные дисциплины, претендующие на самостоятельность, а с другой – объективно проявляется стремление к целостному знанию, что определяет потребность в выработке идей, способных противостоять самой устойчивой тенденции в науке – ее дифференциации.

В первую очередь в науках о Земле холод исследуют те из них, что изучают его ярко выраженный продукт – природные льды. Нацеленные на изучение криогенных условий, процессов и образований научные направления, впоследствии объединенные наукой “Криология Земли”, были основаны гораздо раньше ее. Гляциология, например, сформировалась в конце XVIII века, а отдельные направления в изучении холода – еще в начале его, о чем свидетельствуют публикации тех лет: В1701 г. вышла работа Исаака Ньютона “О шкале степеней тепла и холода”, в 1744 г. – “Размышления о причине тепла и холода” Михайло Ломоносова, в 1752 г. – “О природе тепла” Леонарда Эйлера и т.д. В итоге, не дав понятию “холод” дефиниции, в науках о Земле был поставлен во главу угла его продукт – лед, и стали создаваться научные направления, нацеленные непосредственно на изучение природного льда, а не порождающего его холода. В том же ключе формировалась терминология и содержание этих наук, что в понимании явлений холодного мира породило в дальнейшем разночтения. По сути, холод остается антропосенсорным явлением и оценивается в силу ощущений человека. Но там, где среда отличается низкой отрицательной температурой, и небольшие ее абсолютные значения будут считаться признаком тепла, а обитатели тропиков уже при 10°C назовут среду холодной. Однако в науке нужны строгие дефиниции, и понятие “холодный” в отношении природных явлений должно быть наполнено физическим содержанием с обозначением его сути. Пока это не сделано, и тому есть объективные причины.

В физике, как сложилось исторически, не фигурирует категория “холод”. Нет в физических словарях и категории “тепло” – в них оперируют понятиями “теплота” и “тепловая энергия”, и по [17, с. 748] это форма беспорядочного движения образующих физическое тело частиц (атомов, молекул и т.д.). Его называют тепловым, и мерой оценки служит количество теплоты – величина, ассоциируемая с тепловой энергией, передаваемой или получаемой телами и средами при теплообмене. Фигурирует же понятие “тепло” в обиходе, и условно под ним понимают форму энергии, отражающую активацию атомно-молекулярного движения в соответствующей среде. Понятие

“холод”, как антипод понятию “тепло”, тоже физическое явление, но уже отражающее уменьшение активации атомно-молекулярного движения в изучаемой среде. Но пока и условной формулировки (как в отношении тепла) для холода не предложено – порой, лишь, отмечается, что холод это состояние среды, лишенной некоторой доли тепла, и в науках о Земле исследователи, характеризуя явления посредством термина “холодный”, далеко не всегда однозначно озвучивают обозначаемое им. Вернемся вновь к физике.

Опираясь понятиями “теплота” как мерой энергии, переходящей от одного тела к другому при их нагревании и охлаждении, в качестве показателя физика использует температуру – величину оценки нагрева и охлаждения тел и сред. Значит, в принципе можно условиться о содержании понятия “холод”, о том, какие явления могут быть охвачены им, и с помощью каких индикаторов можно характеризовать эту среду.

Напомним, что начала многих наук заложены на языках античных цивилизаций Средиземноморья (греческом и латыни), и в условиях субтропиков у его народов характер наиболее холодной среды закреплён в словах, связанных с замерзанием воды. Даже слабые заморозки воспринимают в тех краях как бедствие, и сильное охлаждение там связали со средой, когда появляется снег и лёд. Для таких ситуаций на латыни использованы слова: “нивалис” (“*nivalis*”) – “снежный, ледяной”, и также – “холодный как снег”; “гляциес” (“*glacies*”) – “лёд”, но также – среда, в которой он формируется – “холод, мороз”; “гляциалис” (“*glacialis*”), производное от “*glacies*” – “ледовитый, ледяной, льдистый”, но также – “холодный, как лёд, морозный”. На греческом языке аналогичным было использование слова “криос” (“*κρυος*”) – с одной стороны оно означает “лёд”, но в то же время имеет и смысловое значение “холод, мороз” [5, 6].

В науках о Земле латинские и греческие термины используются широко, и было бы логично опереться на их семантику и обозначить “холод” конкретно, ассоциируя его со средой, порождающей лёд – как ее состояние, когда потери ею тепловой энергии приводят к образованию льда или льдоподобного вещества (газогидрат). Холод тогда обретает физическую нагрузку, и для земных обстановок это будет состояние среды при температуре от точки замерзания воды и до предельно низких (–89°С), в условиях Земли, значений. Параметром оценки холода будет тогда служить использование, но также не определенное понятие “запас холода” – его можно обозначить как эквивалент тепловой энергии, требуемой для повышения температуры холодной среды до точки плавления льда, плюс энергии на плавление льда в случае его присутствия в данной среде. Введение данных категорий в научный оборот поможет упорядочить систему взглядов на явления холодного мира Земли и существенно уменьшить разночтения в его понимании. Раньше это не было сделано по этимологическим причинам.

В конце XVIII века в [23] были заложены основы науки о ледниках, которую, опираясь на латинское значение слова “лед”, назвали гляциологией, хотя ледники – лишь один из видов геологических тел, образуемых льдом. Но многолетнемерзлые породы европейскими учеными не признавалось до середины XIX века (пока не были представлены в европейской печати А.Ф. Миддендорфом и А. Гумбольдтом), тогда как становление наук, нацеленных на исследование снега и льдов водоёмов, произошло еще позже – в первой половине XX века. Лишь к тому времени разнообразие льда на Земле, во всех ее средах, перестало подвергаться сомнению, и рядом гляциологов тогда, опираясь на широкий смысл корня “гляциес” (“*glacies*”), было предложено в круг объектов гляциологии включить все виды льда. Но большинство исследователей эту дисциплину воспринимают как науку о ледниках, и стали вводить уточнения: наука о ледниках это гляциология в узком понимании, и в широком понимании это наука о льдах вообще [4, 11, 21], что породило разночтения, и были сделаны попытки введения более четких терминов. В 1923 г. науку о льдах в широком понимании предложили назвать криологией [22] – опираясь уже на суть греческого слова “криос” (“*κρυος*”), а

всю льдистую оболочку – криосферой. Но формирование мерзлотоведения внесло коррективы. Его базовые начала [13] были изложены несколько позже [22], и так им изучаются все толщ с отрицательными температурами, зоны атмосферы, литосферы и гидросферы с такими температурами стали ассоциироваться с криосферой, а наука, предметом изучения которой стала криосфера Земли, – с криологией. (Предложения применять греческое слово “пагос” – “παγος”, тоже означающее холод – чтобы дать науке название “пагология” и сделать терминологию отличной от основы [22], не прижились). Придать новый смысл термину предложил в 1966 г. Н.И. Толстухин. Но, определив криологию как науку, изучающую обусловленные холодом явления в особой оболочке Земли и других планет – криосфере, он отмечал [14, с. 10], что на тот момент его предложение еще не вошло в жизнь. Тем не менее, точкой отсчета в становлении криологии Земли считают 1970 г. – когда при Отделении океанологии, физики атмосферы и географии АН СССР был создан Научный совет по криологии Земли.

Преодолеть разночтения – необходимость. Все холодные явления неразрывно связаны друг с другом, и недоучет любого из элементов определяемой холодом системы приводит к искажению оценок ее состояния. Помогает взгляд на объекты с позиций криоразнообразия [7, 18], которым объединяется множество всех рожденных холодом объектов с набором различных элементов. Каждый из них несет свой объем информации, и, используя их несходные и неповторяющиеся черты, именно в аспекте криоразнообразия можно усовершенствовать классификацию объектов криосферы. Отметим также, что термин “криогенный” означает “порожденный холодом”, и следует уточнить и термин “криогенез”. Он буквально означает “порождаемое холодом”, и, следовательно, объединить им нужно все процессы, обязанные своим происхождением холоду. Они не ограничиваются теми, что протекают при преобразовании горных пород под воздействием отрицательной температуры [16], как считалось ранее, когда делался акцент только на эту сторону криогенеза. С позиций криоразнообразия данное явление намного шире, и им целесообразно охватывать все процессы холодного мира.

Криогенные геосистемы и их соподчиненность. В работе [3] подчеркивалось, что методологическая база науки “... мотивируется тенденцией развития всего научного познания, направленной на пересмотр его логических оснований и поиск эффективных способов синтеза, а, следовательно, теоретического знания”. И далее: “... Одним из эффективных средств стимулирования интегративных тенденций служит внутридисциплинарный синтез, что в самом общем виде означает преодоление эмпиризма в процессе получения нового знания, сведения всего неконтролируемого многообразия объектов изучаемой реальности к единому основанию с последующим редуцированием из него контролируемого и управляемого конечного множества объектов” (с. 4). Эти мысли актуальны и сегодня – когда в исследованиях широко внедряется междисциплинарный подход и системный анализ, а в науках о Земле изучаются различные геосистемы. Как отдельный класс среди них, объединяя элементы криоразнообразия, выделяются криогенные геосистемы – схема их соподчинения, как вариант в развитие идей [18], показана на рис. 1. Основные таксоны в ней, исходя из сути криогенных геосистем и принадлежности контролируемых криогенезом объектов к атмосфере, литосфере и гидросфере, это криоатмосгенные, криолитогенные и криогидрогенные геосистемы. Соответственно контролировать их будут процессы криоатмогенеза, криолитогенеза и криогидрогенеза, которые могут пересекаться, но, тем не менее, определенная строгость объединения элементов криоразнообразия в рамках криогенных геосистем соответствующего типа сохраняется.

Объединение в рамках криолитогенных геосистем первично грунтовых элементов криоразнообразия сомнений не вызывает, но отношение ко льдам снежного генезиса неоднозначно. Снег – продукт криогенеза в атмосфере. Но на земной поверхности, т.е.

уже в составе литосферы, из его преобразованных в ходе осадочно-метаморфического процесса скоплений (типы льдообразования – по [19]) могут создаваться геологические тела в виде снежников и ледников. Переняв от снежников большой запас холода (он передан им в атмосфере), они способны существовать длительное время и вне, и в пределах криолитозоны. Первые, как было показано в [18], стали изучаться раньше, и на этой основе сформировались устойчивые стереотипы. В итоге даже в области криолитозоны до сих пор непривычно рассматривать ледники и снежники в плане охвата их криогенезом на земной поверхности. Хотя это лишь означает проявление криогенеза в отношении объектов криоразнообразия из изначально формируемых в холодном состоянии специфических горных пород – снега и образуемого из него льда. Тем более что из снега и льда состоят и другие формы наземного оледенения, самая значимая из которых – наледь, сразу отнесенные к мерзлотным явлениям [15].

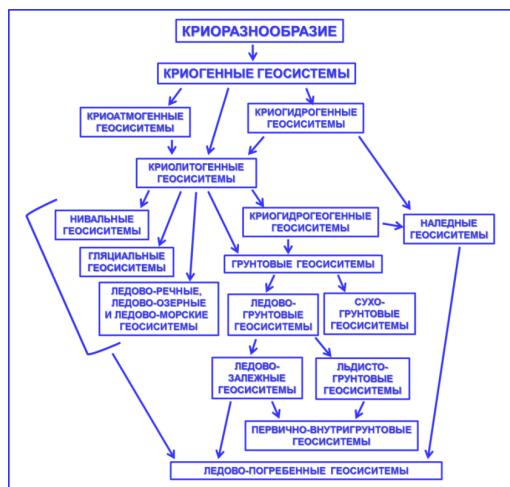


Рис. 1. Схема взаимосвязей криогенных геосистем

Разница между наледями и льдами атмосферного генезиса в том, что наледь это результат миграции воды из области положительных температур в таликах в область отрицательных температур непосредственно на земной поверхности и последующего льдообразования по преимущественно конжеляционному, а не осадочно-метаморфическому типу. Однако на ледниках Сибири также велика роль льдообразования по конжеляционному типу – обусловленное проявлением криогенеза, как и на наледях, непосредственно на поверхности ледников, что еще раз подчеркивает, что в целом криогенез на земной поверхности однонаправленно воздействуют на геологические тела из любых пород, в том числе на льды снежного генезиса [18, 24].

Иными словами, твердые гидрометеоры, будучи продуктом замерзания паров воды, переносят на земную поверхность переданный им в атмосфере запас холода и могут формировать на ней нивальные и гляциальные образования, которые становятся частью литосферы. В ее пределах они получают определенный запас холода добавочно и, отражая в своем развитии уже воздействие криолитогенеза, должны входить, в итоге, в состав криолитогенных геосистем особого типа (см. рис. 1). То, что это наземные образования, имеет лишь условный смысл, все они – неотделимая часть литосферы.

Отнести к криолитогенным геосистемам объединения льдов снежного генезиса на земной поверхности, таким образом, вполне правомерно, поскольку это определенная часть холодных элементов литосферы. Если взять лаконичное определение [20], что ледник это поток льда атмосферного происхождения, то, опираясь на данную формулировку, в случае криолитогенных геосистем, у которых доминирующим элементом является поток льда, в их название просто нужно добавить поясняющий термин “гляциальный”, привычно ассоциируемый с ледниковыми явлениями. И, соответственно, в случае геосистем, в составе которых преобладают образования снежного генезиса, еще не превратившиеся в потоки льда, – привычный для обозначения снежных образований термин “нивальный”.

В целом же во всех случаях мы имеем дело с элементами криоразнообразия, объединенными в рамках особых геосистем разного типа и ранга. В этом плане береговой припай и вынесенные на сушу, в силу разных процессов, льды водотоков и водоемов, будучи исходно элементами гидрогенных геосистем, меняют статус, тоже становятся частью литосферы и тоже должны входить в состав особых криолитогенных геосистем – ледово-речных, ледово-озерных и ледово-морских. В определенных условиях все они, как и иные наземные льды, могут быть трансформированы из наземного состояния в погребенное состояние, и тогда перейдут в ранг, соответственно, особых грунтовых геосистем, среди которых также можно выделить несколько типов. Прежде всего, это будут ледово-залежные геосистемы – включающие крупные массивы льда, льдисто-грунтовые геосистемы – со льдом породообразующего вида, и сухо-грунтовые геосистемы – без ледовой составляющей. В свою очередь среди них могут быть выделены подтипы в зависимости от происхождения ледового компонента геосистем – первично внутригрунтовые и ледово-погребенные геосистемы.

Возвращаясь к наледям, формирующим крупные ледовые тела изначально на земной поверхности, подчеркнем, что частично они представляют собой продукт криогидрогенеза, но большей частью образуются за счет замерзания подповерхностных вод (включая речные воды под ледовым покрытием) и в основном обязаны своим происхождением гидрогеологическому процессу. Поэтому ранее объекты такого рода было предложено в [1] объединить в рамках криогидрогеологических геосистем. Однако в этом случае теряется смысл явления как “порожденного холодом”, поскольку базирование в данном обозначении на корень “логос” (“*λόγος*”), означающий “учение”, указывает предмет изучения определенной наукой, а не его генезис. На наш взгляд, здесь лучше подойдет известный термин “гидрогеогенный” [10] с префиксом “крио”, т.е. геосистемы будут называться, криогидрогеогенными, что не нарушает тогда общей иерархии, показанной на схеме на рис. 1. Тем более что развитие таких геосистем часто сопровождается формированием инъекционного льда, который в зависимости от его разновидностей может характеризовать не только льдисто-грунтовые, но и ледово-залежные грунтовые геосистемы.

Таким образом, в приведенной на рис. 1 схеме все порождаемые холодом объекты с одной стороны ясно интегрируются как элементы криоразнообразия, объединяющего всё их множество. С другой же стороны, если рассматривать эти элементы с позиций системного подхода – во взаимодействии, – их можно объединять и выделять в рамках четко соподчиненных криогенных систем различного типа и ранга.

Заключение. Специфичность развития различных объектов криосферы сегодня сомнения ни у кого не вызывает. Является фактом, что сформировалась единая наука обо всех порождаемых холодом явлениях – в плане наук о нашей планете это криология Земли, в составе которой основными, во многом соприкасающимися направлениями являются гляциология и мерзлотоведение. В этих составляющих науку криологию Земли компонентах уже необходимо анализировать порождаемые холодом

явления как элементы криоразнообразия, и во взаимодействии этих элементов – как криогенные геосистемы. Весьма актуальной задачей тогда становится разработка методологических подходов, которые легли бы в основу общей теории геосистем такого рода.

Назрела в настоящее время необходимость и в решении проблем, связанных с пересмотром общенаучных методологических подходов, на которые опираются исследователи при изучении территорий с холодным климатом. Нужно отметить, что потребовалось несколько десятилетий накопления новых материалов, чтобы не просто возникла необходимость к обращению к вопросам общенаучного анализа данных о явлениях холодного мира, но и поднятия их на уровень онтологического осмысления. Насколько актуально и насколько целесообразно поднимать сегодня затронутые вопросы для обсуждения именно на таком уровне, можно, конечно, спорить. Но, так или иначе, нельзя отрицать, что необходимость решения проблем методологического характера в области изучения холодных явлений и холодного мира в целом настолько назрела, что постановка их на повестку дня и обсуждение на отмеченном уровне стало, несомненно, фактом, оказывающем на развитие науки весьма полезное воздействие.

Так или иначе, сегодня наука о холодном мире уже достигла такого рубежа, когда ее экстенсивное развитие не всегда может удовлетворить возникающие потребности. Стало насущным появление необходимости создать общеметодологические основы такой науки, поскольку это диктуется нуждами конкретных научных направлений. Исследователи находятся сегодня на этапе формирования научно-концептуального подхода к явлениям холодного мира в новом его видении, и развитие такого подхода имеет, несомненно, реальную перспективу, поскольку не только придает большую стройность взглядов в нашей науке, но и создает ее более ясный образ.

Литература

1. Алексеев С.В. Криогидрогеологические системы. Формирование понятия и классификация // Криосфера Земли. 2005. Том IX, № 2, с. 85-93.
2. Гасанов Ш.Ш. Криолитологический анализ. М., Наука, 1981, 196 с.
3. Гасанов Ш.Ш. Синтез криолитологического знания. М., Наука, 1984, 89 с.
4. Гляциологический словарь (Под ред. Котлякова В.М.). Л., Гидрометеоиздат, 1984, 528 с.
5. Дворецкий И. Х. Древнегреческо-русский словарь. М., ГИИНС, Том 1. М., 1958, 1042 с. Том 2. М., 1958, 1043-1905 с.
6. Дворецкий И.Х. Латинско-русский словарь. М., Русский язык, 1986, 846 с.
7. Мельников В.П., Геннадиник В.Б., Брушков А.В. Аспекты криософии: криоразнообразие в природе // Криосфера Земли. 2013а, Том XVII, № 2, с. 3-11.
8. Мельников В.П., Спектор В.Б., Шейнкман В.С. и др. Экспериментальное исследование изотопного состава ледников хребта Сунтар-Хаята // Криосфера Земли, 2013б, т. XVII, № 4, с. 63–73.
9. Мельников В.П., Хименков А.Н, Брушков А.В. и др. Криогенные геосистемы: проблемы исследования и моделирования. Новосибирск, Гео, 2010, 390 с.
10. Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны. М. Издательство Московского университета, 1983, 232 с.
11. Словарь общегеографических терминов. Т. 1. (Под ред. Stamp L.D. Пер. с англ.). М., Прогресс, 1975, 407 с.
12. Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск, Наука, 1978, 319 с.
13. Сумгин М.И.. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Владивосток, 1927, 372 с.
14. Толстухин Н.И. Терминология, предмет, метод, место мерзловедения среди других наук // Общее мерзловедение. Новосибирск, Наука, 1974, с. 5-14.
15. Толстухин О.Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск, Наука, 1974, 164 с.
16. Тютюнов И.А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре (Криогенез). М.: АН СССР, 1960, 144 с.
17. Физическая энциклопедия, т. 5. М., Большая Российская Энциклопедия, 1998, 691 с.
18. Шейнкман В.С., Мельников В.П. Ледники Сибири как компонент криолитогенно-гляциальных геосистем // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 2, с. 3–23.
19. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М., АН СССР, 1955, 492 с.

20. Шумский П.А. Что такое ледник? // Материалы гляциологических исследований, 1964, № 9, с. 277.
21. Dictionary of Geological Terms (Eds. Bates R.L. & Jackson J.A.). Anchor Books, Doubleday. New York, 1984, 571 p.
22. Dobrowolski A.B. Historija naturalna lodu. Warszawa, 1923, 435 s.
23. Saussure O.B. Voyages dans les Alps. V. 1: Neuchatel, Switzerland, 1779, 638 p.; V. 2: Geneve, Switzerland, 1796, 540 p.
24. Sheinkman V. S. Quaternary Glaciations – Extent and chronology. Chapter: Glaciation in the High Mountains of Siberia. INQUA. Amsterdam, Elsevier. 2011, pp. 883-907.

Дополнение к Части 10. Газы и газогидраты в криолитозоне

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ - ГАЗОДОБЫВАЮЩИХ СКВАЖИН И МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД, СОДЕРЖАЩИХ МЕТАСТАБИЛЬНЫЕ ГАЗОГИДРАТЫ

З.А. Васильева, В.С. Якушев

*Российский государственный университет нефти и газа имени И.М. Губкина,
119991, Москва, Ленинский проспект, 65, Россия, zoyavac@gmail.com*

Для оценки интенсивности оттаивания и сопутствующего газовыделения при добыче нефти и газа на северных месторождениях предложена модель теплового взаимодействия добывающей скважины и толщи многолетнемерзлых пород, содержащей реликтовые, метастабильные гидраты. Получено автомодельное решение задачи, аналитическая зависимость для определения границы фазового перехода, выведена формула распространения радиуса теплового влияния скважины. В рамках автомодельного решения проанализированы влияния гидратонасыщенности породы и теплопроводности цементного камня на радиус оттаивания грунта скважины.

*Метастабильные газогидраты, газовыделения, граница фазового перехода,
радиус теплового влияния.*

MODEL OF THERMAL INTERACTION BETWEEN GAS WELLS AND PERMAFROST, CONTAINING METASTABLE GAS HYDRATES

Z.A.Vasil'eva, V.S. Yakushev

*Gubkin Russian State University of Oil and Gas
119991, Moscow, Lenin str., 65, Russia, zoyavac@gmail.com*

A model of thermal interaction between the production well and permafrost containing the relic, metastable hydrates is developed to evaluate the intensity of permafrost thawing and associated gas emission at oil and gas north fields. Self-similar solution, accompanied by analytical expression for phase transition boundary movement estimation, as well as by formula of spreading of well thermal influence radius is obtained. Dependence of the soil thawing radius from hydrate saturation of the rock and the cement stone heat conductivity is obtained on the basis of self-similar solution.

Metastable gas hydrates, gas emission, boundary of phase transition, radius of well heat influence

Интенсивное недропользование при добыче нефти и газа на северных месторождениях сопровождается частыми и внезапными выделениями горючих газов вокруг устьев добывающих скважин. Наиболее остро эти проблемы проявляют себя при освоении месторождений на полуострове Ямал и прилегающих шельфовых областях Карского моря. Все чаще эти газовыделения связываются с наличием

гидратосодержащих прослоев на глубинах от первых метров до 200-250 м в толще многолетнемерзлых пород, залегающих над месторождениями. Газовые гидраты там находятся в законсервированном метастабильном состоянии и называются реликтовыми. По составу газ в этих гидратах представлен в основном, метаном (Якушев 2009). Гидраты находятся в законсервированном состоянии только до тех пор, пока вокруг них существует ледяная оболочка, вследствие чего они крайне чувствительны к природным и техногенным воздействиям. Оттаивание льда вызывает разложение газогидратов и соответствующее выделение газа.

На протяжении всего жизненного цикла скважины могут возникать аварийные ситуации, связанные с фазовыми переходами «лед-вода-гидрат-газ». Во время эксплуатации скважины при некачественном цементировании (причиной которого могут быть газовые гидраты) и недостаточной теплоизоляции тепловой импульс от добываемого газа поступает в окружающую скважину породу. Образуется ореол оттаивания вокруг скважины по всей мощности многолетнемерзлых пород, например, для полуострова Ямал в интервалах до 200-300 м от поверхности.

Газогидрат, также как и лед, является цементирующим веществом между минеральными частицами, поэтому растепление ведет к потере устойчивости пород, перераспределению напряжений и нагрузок по обсадной колонне. Серьезным последствием разложения метастабильного газового гидрата и таяние льда является интенсификация процессов кавернообразования [Васильева и др. 2011].

Выбор конструкций скважин и расстояний между ними осуществляется на основе проведения моделирования процессов растепления ММП вокруг тепло-и нетеплоизолированных скважин различной конструкции (расстояние между устьями скважин должно быть не менее двух радиусов растепления). Из основных теплоизоляционных решений для скважин на сегодняшний день можно выделить следующие: теплоизолированные лифтовые трубы (ТЛТ), термокейсы (теплоизолированное направление), теплоизоляционные краски, цементы с полыми стеклянными микросферами.

Для оценки интенсивности оттаивания и сопутствующего газовыделения в данной работе рассматривается модель теплового взаимодействия добывающей скважины, имеющей эксплуатационную колонну с внутренним радиусом r_0 , цементное кольцо с внешним радиусом r_c , и толщи многолетнемерзлых пород, содержащей реликтовые, метастабильные гидраты.

Окружающие скважину породы имеют начальные насыщенности порового пространства льдом - s_{i0} , гидратом - s_{h0} и водой - s_{w0} . Во время работы скважины по ней движется газ с температурой $T_g = 303\text{K}$ ($+30^\circ\text{C}$), вследствие чего вокруг скважины образуется растущая во времени талая зона ($r_c \leq r < R_*(t)$), сопряженная с мерзлой зоной ($R_*(t) \leq r < \infty$). Здесь $R_*(t)$ - подвижная граница фазового перехода, м; t - время, с. Тепловым потоком в вертикальном направлении пренебрегаем.

В талой области сосуществования газа и воды имеет место закон сохранения энергии

$$\text{при } r_c \leq r < R_*(t): \quad \frac{\partial T_1}{\partial t} = a_1 \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial T_1}{\partial r} \right), \quad a_1 = \frac{\lambda_1}{(c\rho)_1}, \quad (1)$$

где a_1 - температуропроводность, $(c\rho)_1 = \rho_s c_s (1-m) + \rho_w c_w s^0 m + \rho_g c_g (1-s^0)m$, - произведение теплоемкости на плотность талой зоны, $\lambda_1 = \lambda_s (1-m) + \lambda_w s^0 m + \lambda_g (1-s^0)m$ - теплопроводность талой зоны, Вт/(м·К); m - пористость, ρ - плотность, кг/м³; c - удельная теплоемкость, Дж/(кг·К); T_1 - температура талой зоны, К.

Здесь, s^0 - невозмущенная водонасыщенность в области газ-вода, которая зависит от начальных значений гидратонасыщенности s_{h0} , льдонасыщенности s_{i0} и водонасыщенности s_{w0} :

$$s^0 = s_{i0} \rho_i / \rho_w + s_{h0} \rho_{0w} / \rho_w + s_{w0},$$

где ρ_{0w} - эффективная плотность воды в гидрате (масса воды в единице объема гидрата), кг/м³.

Индексы w, h, g, i, s соответствуют воде, гидрату, газу, льду и скелету пористой среды.

В мерзлой области сосуществования воды, гидрата и льда имеет место закон сохранения энергии

$$\text{при } r_c \leq r < R_*(t): \quad \frac{\partial T_2}{\partial t} = a_2 \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial T_2}{\partial r} \right), \quad a_2 = \frac{\lambda_2}{(c\rho)_2},$$

(2)

где $(c\rho)_2 = \rho_s c_s (1-m) + \rho_i c_i s_i m + \rho_h c_h s_h m + \rho_w c_w (1-s_h - s_i)m$, - произведение теплоемкости на плотность мерзлой зоны,

$\lambda_2 = \lambda_s (1-m) + \lambda_i s_i m + \lambda_h s_h m + \lambda_w (1-s_h - s_i)m$, - теплопроводность мерзлой зоны, T_2 - температура мерзлой зоны.

Начальные и граничные условия принимаются в виде

$$\text{при } t = 0, r > r_c: \quad T = T_0, \quad s_i = s_{i0}, \quad s_h = s_{h0}; \quad (3)$$

$$\text{при } r = \infty, t > 0: \quad T_2(r) = T_0; \quad (4)$$

на подвижной границе фазового перехода

при $r = R_*(t)$:

$$\left(\lambda_2 \frac{\partial T}{\partial r} \right)^+ - \left(\lambda_1 \frac{\partial T}{\partial r} \right)^- = m(\rho_h q_h s_h^+ + \rho_l q_l s_l^+) \frac{dR_*}{dt}, \quad (5)$$

$$: \quad T_1(r)^+ = T_2(r)^- = T_*. \quad (6)$$

Здесь T_* - температура оттаивания грунта, К; T_0 - температура мерзлого грунта в естественных условиях, К, q_h , q_l - скрытая теплота фазового перехода гидрата и льда, соответственно, Дж/кг.

Граничное условие, которое является условием сопряжения температурных полей газа в скважине и породы при движении газа, принимается в виде

при $r = r_c$, $t > 0$:

$$k_D(T_2 - T_c) = -\lambda_1 \frac{\partial T}{\partial r} = \frac{W}{2\pi h r_c}, \quad (7)$$

где T_c – средняя по длине рассматриваемого интервала скважины температура на поверхности цементного кольца, W - тепловой поток через внешнюю поверхность цементного кольца, Вт*м²/с.

Коэффициент теплоотдачи для нетеплоизолированных скважин имеет вид

$$k_{nt} = \left(\frac{1}{\alpha} + \frac{r_c}{\lambda_c} \ln \frac{r_c}{r_0} \right)^{-1}. \quad (8)$$

α – коэффициент конвективного теплообмена между газом и внутренней поверхностью трубы, зависит от скорости движения газа и определяется по эмпирической формуле [СТО Газпром 2-3.1-233-2008]:

$$\alpha = 5.42 \cdot 10^{-3} \cdot V^{0.8} / (2 \cdot r_0)^{0.2}, \quad (9)$$

где V – скорость движения газа, м/ч.

Коэффициент теплоотдачи для теплоизолированных скважин зависит от конструкции скважины, применения средств активной и пассивной теплоизоляции. К ним относятся устройство воздушного зазора между эксплуатационной и промежуточной колоннами, устройство кольцевой изоляции вокруг лифтовой трубы. Тогда коэффициент теплоотдачи для теплоизолированных скважин будет иметь вид [Хрусталева 2016]:

$$k_{it} = \left(\frac{1}{\alpha} + \frac{r_{ins}}{\lambda_{ins}} \cdot \ln \left(\frac{r_{ins}}{r_{lp}} \right) + \frac{r_p}{\lambda_{эф}} \cdot \ln \left(\frac{r_p}{r_{ins}} \right) + \frac{r_c}{\lambda_c} \cdot \ln \left(\frac{r_c}{r_p} \right) \right)^{-1},$$

где r_{ins} , r_p – радиусы, соответственно, кольцевой теплоизоляции и эксплуатационной колонны, м; λ_{ins} , $\lambda_{эф}$, λ_c – коэффициенты теплопроводности, соответственно, теплоизоляции, эффективной теплопроводности воздуха при замене конвективного теплообмена на кондуктивный, принимается равным 0.75 Вт/(м·°С), цементного кольца, Вт/(м·°С).

Если начальные и граничные функции температуры, гидратонасыщенности и льдистости - T_0 , W , s_{h0} , s_{i0} являются постоянными величинами, задача (1)-(9) допускает автомодельное решение вида:

$$T = T(\xi), \quad R_* = \delta t^{1/2}, \quad \xi = r t^{-1/2}.$$

Автомодельное решение задачи для талой зоны имеет вид

при $\xi < \delta$:
$$T_1 = T_* + \frac{W}{4\pi h \lambda_1} \left[Ei\left(-\frac{\delta^2}{4a_1}\right) - Ei\left(-\frac{\xi^2}{4a_1}\right) \right], \quad (10)$$

где $Ei(x) = -\int_{-x}^{\infty} \frac{e^{-t}}{t} dt$ интегральная показательная функция

Автомодельное решение задачи для мерзлой зоны имеет вид

при $\delta < \xi < \infty$:
$$T_2 = T_0 - \frac{T_0 - T_*}{Ei\left(-\frac{\delta^2}{4a_2}\right)} Ei\left(-\frac{\xi^2}{4a_2}\right). \quad (11)$$

Условие (5) на границе фазового перехода в автомодельных переменных примет вид

при $\xi = \delta$:
$$\left(\lambda_2 \frac{dT}{d\xi} \right)^+ - \left(\lambda_1 \frac{dT}{d\xi} \right)^- = m(\rho_h q_h s_h^+ + \rho_i q_i s_i^+) \frac{\delta}{2} \quad (12)$$

Подставив решения (10), (11) в условия на подвижной границе (12), получим интегральное уравнение для определения параметра δ

$$4\lambda_2 \frac{T_* - T_0}{Ei\left(-\frac{\delta^2}{4a_2}\right)} e^{-\frac{\delta^2}{4a_2}} + \left(\frac{W}{\pi} e^{-\frac{\delta^2}{4a_1}} \right) = m(\rho_h q_h s_h^+ + \rho_i q_i s_i^+) \delta^2 \quad (13)$$

Для создания технологического проекта эксплуатации месторождения необходимо прогнозировать как динамику области оттаивания многолетнемерзлых пород вокруг скважин, так и области теплового влияния скважин.

Если принять радиус теплового влияния скважины как значение текущего радиуса $R_T(t)$, на котором отклонение температуры от начальной равно некоторой заданной малой величине $-\varepsilon$, тогда из решения задачи в мерзлой зоне (11) получим интегральное уравнение для его определения

$$T_2 - T_0 = \varepsilon = -\frac{T_* - T_0}{Ei\left(-\frac{\delta^2}{4a_2}\right)} Ei\left(-\frac{R_T^2}{4a_2 t}\right). \quad (14)$$

Как видно из формулы (14) радиус теплового влияния зависит от разности начальной температуры и температуры фазового перехода, от скорости движения фронта фазового перехода и температуропроводности мерзлой области. В случае, если начальная температура равна температуре фазового перехода, то тепловое влияние скважины не распространяется за фронт фазового перехода, что соответствует однофазной задаче Стефана.

На рисунке 1 приведены расчеты, проведенные в программном комплексе MATHCAD, при следующих значениях параметров, характерных для мерзлых пород на севере Западной Сибири и применяемых в строительстве скважин материалов:

$T_* = 271^0\text{K}$, $T_0 = 268^0\text{K}$, $r_0 = 0.084$ м, $r_c = 0.45$ м, $m = 0.45$, $s_{i0} = 0.76$,

$s_{h0} = 0.15$, $\rho_s = 2\,000\text{ кг/м}^3$, $\rho_w = 1000\text{ кг/м}^3$, $\rho_h = 900\text{ кг/м}^3$, $\rho_i = 900\text{ кг/м}^3$, $\rho_{og} = 116\text{ кг/м}^3$,
 $\rho_{ow} = 784\text{ кг/м}^3$, $c_s = 966\text{ Дж/(кг·К)}$, $c_w = 4\,200\text{ Дж/(кг·К)}$,
 $c_h = 2\,100\text{ Дж/(кг·К)}$, $c_i = 2\,050\text{ Дж/(кг·К)}$, $c_g = 2200\text{ Дж/(кг·К)}$, $\lambda_s = 2\text{ Вт/(м·К)}$, $\lambda_w = 0.58\text{ Вт/(м·К)}$,
 $\lambda_g = 0.034\text{ Вт/(м·К)}$, $\lambda_h = 0.5\text{ Вт/(м·К)}$, $\lambda_i = 2.21\text{ Вт/(м·К)}$,
 $\lambda_c = 1.4\text{ Вт/(м·К)}$, $q_h = 43.7 \cdot 10^4\text{ Дж/кг}$, $q_i = 33 \cdot 10^4\text{ Дж/кг}$, $r_{lp} = 0.072\text{ м}$, $r_{ins} = 0.084\text{ м}$,
 $r_p = 0.122\text{ м}$, $r_c = 0.213\text{ м}$, $\lambda_{ins} = 0.04\text{ Вт/(м·°C)}$, $\lambda_c = 1.28\text{ Вт/(м·°C)}$.

На рис.2 приведена зависимость радиуса оттаивания грунта за год от гидратонасыщенности породы, при этом сумма льдистости и гидратонасыщенности остается постоянной.

На рис.3 показана зависимость радиуса оттаивания грунта за год от теплопроводности цемента. Снижение теплопроводности цемента до 0.4 Вт/(м·К) приводит к уменьшению радиуса оттаивания до 3 м за год, например, массовые доли микросфер до 25% позволяют снизить теплопроводность тампонажного камня до данной величины [Коростелев А.С. 2011],

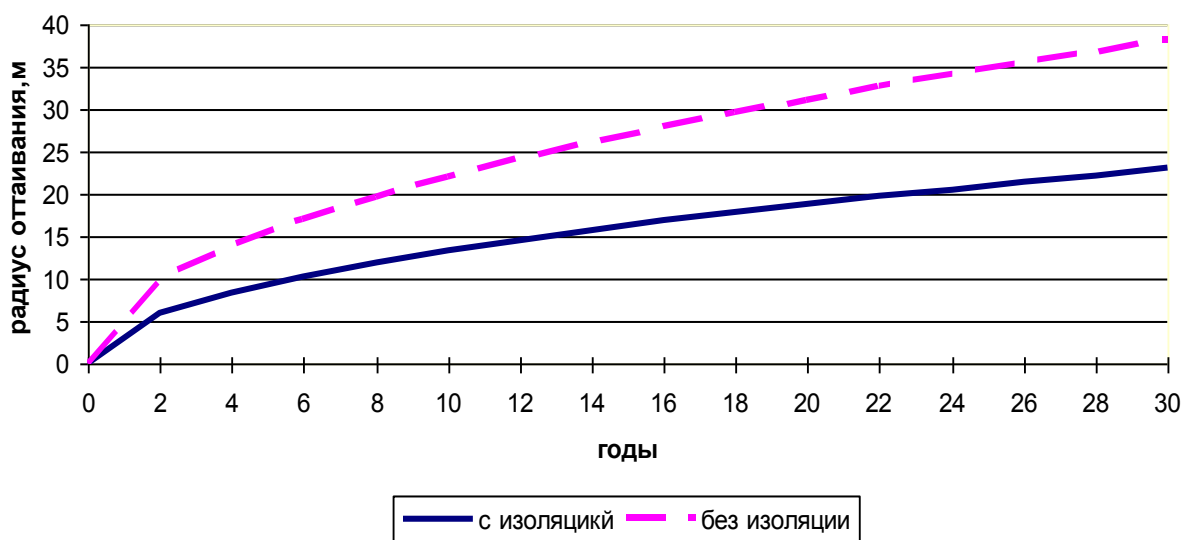


Рис. 1. Динамика роста радиуса оттаивания

На рис.1. показана динамика роста радиуса оттаивания грунта вокруг газовой скважины с температурой потока $+30^\circ\text{C}$, с теплоизоляцией и без. За год радиус оттаивания с теплоизоляцией достиг 4.2 м , за весь период эксплуатации скважины 30 лет достиг 23 м , а без теплоизоляции за год — 7 м , за 30 лет достиг 38 м

При этом за счет разложения гидрата по глубине $H=100\text{ м}$ за первый год эксплуатации скважины с изоляцией образуется около 63600 м^3 газа при нормальных условиях, который рассчитывался по формуле:

$$V_g = \pi R_*^2 H m \rho_{0g} s_{h0} \cdot 22.4/16.$$

Выводы

Предложена модель теплового взаимодействия добывающей скважины и толщи многолетнемерзлых пород, содержащей реликтовые, метастабильные гидраты. Получены автомодельное решение задачи, динамика распространения температуры в талой и мерзлой зоне, аналитическая зависимость для определения границы фазового перехода, выведена формула распространения радиуса теплового влияния скважины.

Из приведенных данных расчета следует, что даже небольшая величина гидратонасыщенности мерзлых пород может приводить к заметным изменениям теплофизических характеристик и при оттаивании эти гидраты могут выделять значительные объемы газа.

Данные расчеты подтверждают необходимость разработки технологических решений по управлению мерзлотной обстановкой в течение всего периода эксплуатации.

Применения теплоизолирующих материалов не только снижает радиус оттаивания, но и снижает риск сильных газовыделений при строительстве и работе скважин.

Исследования проведены при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках выполнения проектной части государственного задания в сфере научной деятельности (Задания № 13.290.2014/К)

Литература.

- Васильева З.А., Джафаров Д.С., Аметова Т.А. Косвенные техногенные признаки индикации газогидратов в криолитозоне // Криосфера Земли, 2011, №1, с. 61-67.
- Коростелев А. С. Опыт разработки и применения арктических тампонажных систем для цементирования обсадных колонн в интервалах размещения многолетнемерзлых пород на газовых и газоконденсатных месторождениях. 2011. SPE 149928.
- СТО Газпром 2-3.1-233-2008. Методика проведения геокриологических исследований при разведке и разработке месторождений. М.: ИРЦ Газпром, 2008, 116 с.
- Якушев В.С. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне. – М.:ВНИИГАЗ, 2009. – 192 с.
- Хрусталева Л.Н., Гунар А.Ю. Влияние газо- и нефтедобывающих скважин на устойчивость гравитационной платформы, расположенной на арктическом континентальном шельфе // Криосфера Земли, 2016, №1, с. 75-80.

СОДЕРЖАНИЕ

Часть 8. Физико-химия и теплофизика мерзлых пород

Бровка А.Г. Расчетные методы определения коэффициентов теплопроводности мерзлых горных пород	5
Бровка Г.П., Агутин К.А., Бровка А.Г., Дедюля И.В. Комплекс методов экспериментального исследования процессов теплопереноса и пучения в промерзающих грунтах и горных породах	11
Бычков А.Ю., Раудина Т.В., Маркова Е.А. Экспериментальное исследование поведения микроэлементов в циклических геокриологических процессах	17
Истомин В.А., Чувилин Е.М., Буханов Б.А. Экспресс-метод определения содержания незамерзшей воды в мерзлых грунтах по потенциалу влаги	23
Комаров И.А. Фазовое и химическое равновесие влаги в мерзлых породах и проблема применимости принципа Цытовича (обзор)	29
Комаров И.А., Кияшко Н.В., Кондаков В.В. Методики прогноза теплофизических свойств засоленных пород нефтегазоносных месторождений п-ова Ямал	62
Мотенко Р.Г., Гречищева Э.С. Температура начала замерзания и фазовый состав влаги грунтов различного гранулометрического состава при нефтесолевым загрязнении	69
Остроумов В.Е. Определение заряда поверхности зерен льда в суспензии монтмориллонита	76
Хименков А.Н., Гагарин В.Е., Кошурников А.В., Скосарь В.В. Лабораторное моделирование зоны контакта припайных льдов с донными отложениями	81
Чевереv В.Г., Сафронов Е.В., Шульга А.И., Шиманов А. А., Вшивцева Т. В. Зависимость фазового состава мерзлых грунтов Ямала от содержания водорастворимых солей и органики	87

Часть 9. Механика мерзлых пород

Волохов С.С. Характеристики ползучести мёрзлых засоленных грунтов	91
Волохов С.С., Никитин И.Н., Лавров Д.С. Температурные деформации мёрзлых грунтов	97
Коновалов А.А К методике обобщения параметров криогенных систем	103
Котов П.И., Царапов М.Н. Прогноз деформаций оттаивающих грунтов с использованием параметрических уравнений	110
Малеева А.Н. Комплексные исследования температурных деформаций, состава, физических свойств и сопротивления сдвигу мерзлых грунтов.	115
Ратникова Е.В. анализ физических и акустических свойств мерзлых грунтов (данные по скважине в районе 450 км федеральной автотрассы «Лена»).	120
	124

Роман Л. Т. Взаимосвязь скорости ползучести и прочности мерзлых грунтов	
Роман Л. Т., Котов П. И., Царапов М. Н. Предложения к актуализации нормативных документов по строительству в криолитозоне	131
Чевереv В. Г., Алексеев А. Г. Метод лабораторного определения удельной касательной силы морозного пучения (к проекту ГОСТ)	138
Часть 10. Газы и газогидраты в криолитозоне	
Власов В.А. математическое моделирование эффекта самоконсервации газовых гидратов	143
Власов В.А., Нестеров А.Н. Механизмы диссоциации газовых гидратов в области отрицательных температур	147
Заводовский А.Г., Мадыгулов М.Ш. Активизация роста газогидрата при термоциклировании образца	150
Краев Г.Н., Шмелев Д.Г. Исследование условий формирования скоплений метана в промерзающих и мерзлых породах	153
Мадыгулов М.Ш., Заводовский А.Г., Щипанов В.П. Образование газовых гидратов на основе мелкодисперсного льда с добавлением поливинилпирролидона	157
Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Ванштейн Б.Г., Федин В.А., Задорожная Н.А. Метан в мерзлых четвертичных отложениях и подземных льдах западного Ямала	162
Чербунина М.Ю., Брушков А.В. Метан в позднеплейстоценовом ледовом комплексе центральной Якутии (Мамонтова гора)	168
Чувилин Е.М., Гребенкин С.И. Изменение газопроницаемость мерзлых гидратосодержащих песков при диссоциации порового газогидрата	173
Чувилин Е.М., Буханов Б.А., Гребенкин С.И., Дорошин В.В., Иоспа А.В.. Экспериментальное изучение прочности мерзлых гидратосодержащих грунтов в условиях проявления самоконсервации порового гидрата	180
Якушев В.С. генезис и источники газа в многолетнемерзлых толщах	186
Часть 11. Экологические и биологические проблемы криолитозоны	
Алексеев И.И., Абакумов Е.В. вертикальное электрофизическое профилирование почвенно-мерзлотных толщ ямальского региона	192
Берестовская Ю.Ю., Пименов Н.В., Васильева Л.В. Психрофильное бактериальное сообщество заполярной тундры России	193
Брушков А.В. Кробиология и микробиология мерзлых пород.	196
Дедюсова С.Ю., Зотова Л.И. оценка состояния пастбищепригодных земель в пределах газонефтепромыслов Тюменского Севера	201
	209

Коновалов А.А. влияние потепления климата на биоту севера Тюменской области.	
Кузнецова А.О. Влияние природных факторов на растения тундровой зоны Западной Сибири	216
Мулюкин А.Л., Складнев Д.А., Сорокин В.В., Брушков А.В., Гальченко В.Ф. Комплексный подход к выявлению разнообразия и численности бактерий в объектах криосферы	222
Огонеров В.В., Павлова Н.А., Семерня А.А. Оценка геоэкологической обстановки на участке фонтанирующих подмерзлотных минеральных вод в Якутии	229
Попов К.А., Басинский К.Ю., Орехов П.Т. Анализ временной структуры состояний в южной тундре и южной лесотундре на территории Западной Сибири	234
Складнев Д.А., Сорокин В.В., Громова А.С., Гальченко В.Ф. Нанобиотехнологический подход для изучения биопотенциала микробных сообществ водных экосистем Арктики	240
Филиппова С.Н., Сургучева Н.А., Сорокин В.В., Складнев Д.А., Карнышева Э.А., Брушков А.В., Гальченко В.Ф. Особенности микробно-вирусных сообществ мерзлых пород Арктики	244
Часть 12. Геокриологическое картографирование	248
Балмашева В.В. Особенности картирования динамики мерзлотных условий территории Западной Сибири	
Гаврилов А.В., Пустовойт Г.П. Мерзлые породы Карского шельфа (результаты тестового математического моделирования)	254
Останин О.В., Дьякова Г.С. Подходы к созданию ГИС «Каменные глетчеры Алтая»	259
Пижанкова Е.И., Осадчая Г.Г., Попова А.А. О ландшафтной дифференциации и геокриологической зональности Европейского Северо-Востока России на основе использования дистанционных данных	263
Тумель Н.В., Королева Н.А. мерзлотно-экологическое картографирование в атласах России	268
Фалалеева А.А. Создание цифровой геокриологической карты России масштаба 1:2 500 000	274
Хилимонюк В.З., Оспенников Е.Н., Булдович С.Н. Природно-технические системы, как основа эколого-геокриологической оценки территорий освоения Арктики	281
Шестакова А.А., Спектор В.Б., Торговкин Я.И., Спектор В.В. Обобщение данных о криолитозоне на инженерно-геологической карте республики Саха (Якутия) масштаба 1:1 500 000	285
Часть 13. История, методология и образование в геокриологии	290
Верхотуров А.Г. Геокриологические дисциплины в учебном плане направления «Прикладная геология» в ЗабГУ	

Зотова Л.И., Конищев В. Н., Тумель Н. В., Гребенец В. И. Геоэкологические дисциплины на кафедре криолитологии и гляциологии географического факультета МГУ	298
Исаев В.С., Кошурников А.В., Сергеев Д.О., Погорелов А.А., Соколов И.С., Подчасов О.В., Аманжуров Р.Т. Методика проведения и некоторые итоги учебно-научной инженерно-геокриологической практики для магистров 1 курса инженерного потока геологического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова в сентябре 2015 г.	303
Исаев В.С., Тюрин А.И., Сергеев Д.О., Горшков Е.И. Волков, Н.Г., Стефанов С.М. День науки и инноваций: новые методы и подходы в полевых геокриологических исследованиях в рамках практики для студентов 4 курса инженерного потока геологического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова в январе 2015 г.	310
Шейнкман В.С., Мельников В.П. Об эволюции представлений о холоде в науках о Земле	325
Дополнение к Части 10. Газы и газогидраты в криолитозоне	331
З.А. Васильева, В.С. Якушев Моделирование теплового взаимодействия газодобывающих скважин и многолетнемерзлых пород, содержащих метастабильные газогидраты	339

