

## КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОКМАРКОВ НА ЧУКОТСКОМ ПЛАТО

канд. геол.-минерал. наук Е.А.ЛОГВИНА,  
канд. геол.-минерал. наук Т.В.МАТВЕЕВА, зав. сектором В.А.ГЛАДЫШ,  
канд. геол.-минерал. наук А.А.КРЫЛОВ

ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга, Санкт-Петербург, liza\_logvina@mail.ru

*В статье представлены результаты геофизических, литологических, минералогических, геохимических и изотопных исследований отложений глубоководных покмарков Чукотского плато. Материалы получены в ходе рейса на НИС «Профессор Хромов» в рамках российско-американской программы «RUSALKA» (The Joint Russian-American Long-term Census of the Arctic) осенью 2009 г.*

Ключевые слова: покмарки, Чукотское плато, органическое вещество, изотопный состав.

### ВВЕДЕНИЕ

Геофизические исследования на Чукотском плато проводились сотрудниками центра по прибрежному и океаническому картированию объединенного гидрографического центра США на ледоколе «Хили» («Healy») в 2003 г. в рамках Закона по программе морского картирования [Mayer et al., 2008]. В результате съемки многолучевым эхолотом на глубинах моря более 400 м были обнаружены донные воронки, напоминающие покмарки (rockmark (*англ.*) – оспина, выбоина [Judd, Novland, 2007]) (рис. 1). Благодаря российско-американской долгосрочной программе по мониторингу Арктики «RUSALCA» (The Joint Russian-American Long-term Census of the Arctic [<http://www.arctic.noaa.gov>]) в 2009 г. впервые появилась возможность проведения геологических работ в этом районе [Астахов и др., 2010]. Эти исследования стали продолжением многолетнего гидробиологического и океанологического мониторинга акваторий Чукотского и Восточно-Сибирского морей [<http://www.arctic.noaa.gov>]. С 2004 г. ФГУП «ВНИИОкеангеология И.С.Грамберга» является соучредителем программы «RUSALCA». При участии сотрудников института в акваториях Берингова, Восточно-Сибирского и Чукотского морей в различные годы были проведены комплексные геофизические и геологические исследования.

Орографически поле покмарков расположено в Американо-Азиатском суббассейне на Трансарктическом батиметрическом мегаплато в южной части Чукотского плато [Ласточкин, Нарышкин, 1989] (рис. 1). В рельефе дна плато выражается отчетливой батиметрической террасой, располагаясь на глубинах моря 400–600 м. Протяженность плато в северо-западном направлении более 500 км при ширине 50–75 км [Виноградов и др., 2004].

Покмарки, в том числе и газогидратоносные [Ivanov et al., 2007], известны в целом ряде арктических акваторий [Novland, Judd, 1988; Novland, 1992; Vogt et al., 1994; Mazzini et al., 2005; Judd, Novland, 2007; Hammer, Webb, 2010 и др.]. Их формирование связано с эрозионными процессами, вызванными фокусированной разгрузкой газонасыщенной воды и/или нефти. Покмарки формируются в достаточно мягких, хорошо сортированных морских отложениях и могут достигать более километра в диаметре. Зачастую за покмарки ошибочно принимают такие структуры, как кальдеры обрушения и депрессии, вызванные процессами, связанными с грязевулканической деятельностью [Judd, Novland, 2007].

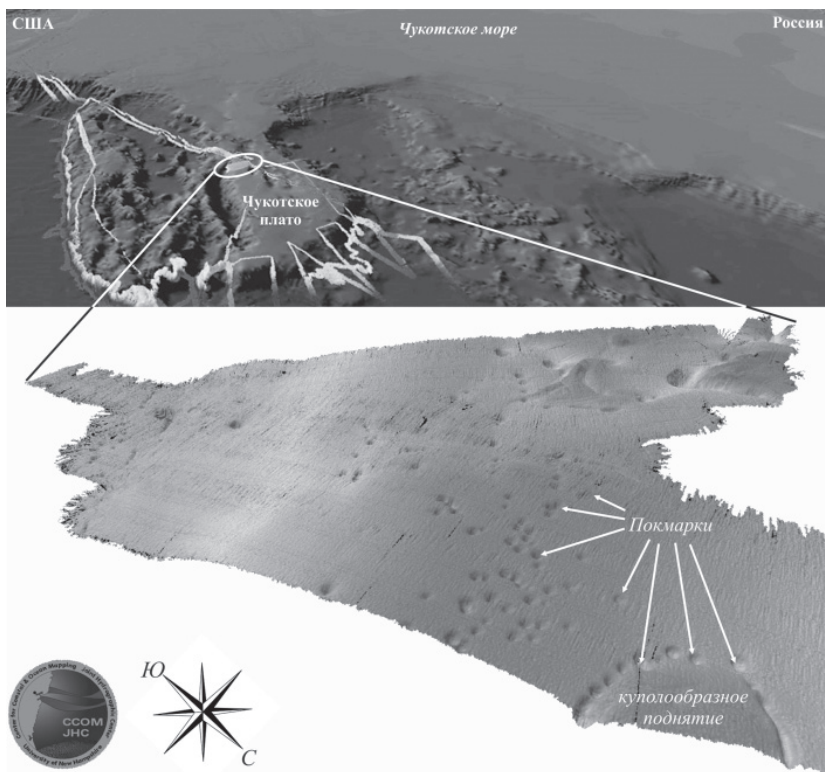


Рис. 1. Трехмерное изображение данных батиметрии северной части Чукотского моря с положением профилей съемки многолучевого эхолота (вверху) и поля покмарков (внизу) [<http://www.ccom-jhc.unh.edu>]

Поскольку как объекты исследований, так и район работ в целом ранее практически не изучались, основной целью настоящей работы – на основании геофизических, геохимических, литологических и изотопных исследований наиболее полно охарактеризовать обнаруженные структуры на дне и попытаться оценить степень активности разгрузки флюидов в их пределах.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

*Геофизические исследования* проводились с использованием глубоководного гидроакустического комплекса «SONIC-3М», включающего гидролокатор бокового обзора (ГЛБО; 30 кГц) и придонный профилограф (8 кГц) [Гладыш и др., 2010]. С использованием ГЛБО была проведена площадная съемка на площади 120 км<sup>2</sup> (рис. 2), высокочастотное сейсмоакустическое профилирование выполнено по той же системе галсов.

*Грунтовый пробоотбор* производился при помощи гидравлической трубы (GSP-2, ТОИ ДВО РАН) длиной 330 см и 90 см в диаметре. В пределах трех крупных покмарков было выполнено 7 грунтовых станций. Осадки для аналитических исследований отбирались в течение 15–20 мин после поднятия керна на борт судна.

*Минеральный состав отложений* определялся в мазковых шлифах с помощью поляризационного микроскопа при одном и двух николях в проходящем и отраженном свете на микроскопе Leica с камерой Wild MPS 46. Рентгено-фазовый анализ проводился в центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ на рентгеновском дифрактометре ДРОН-6 с  $\text{Co}_{K\alpha}$  – монохроматическим излучателем с длиной волны

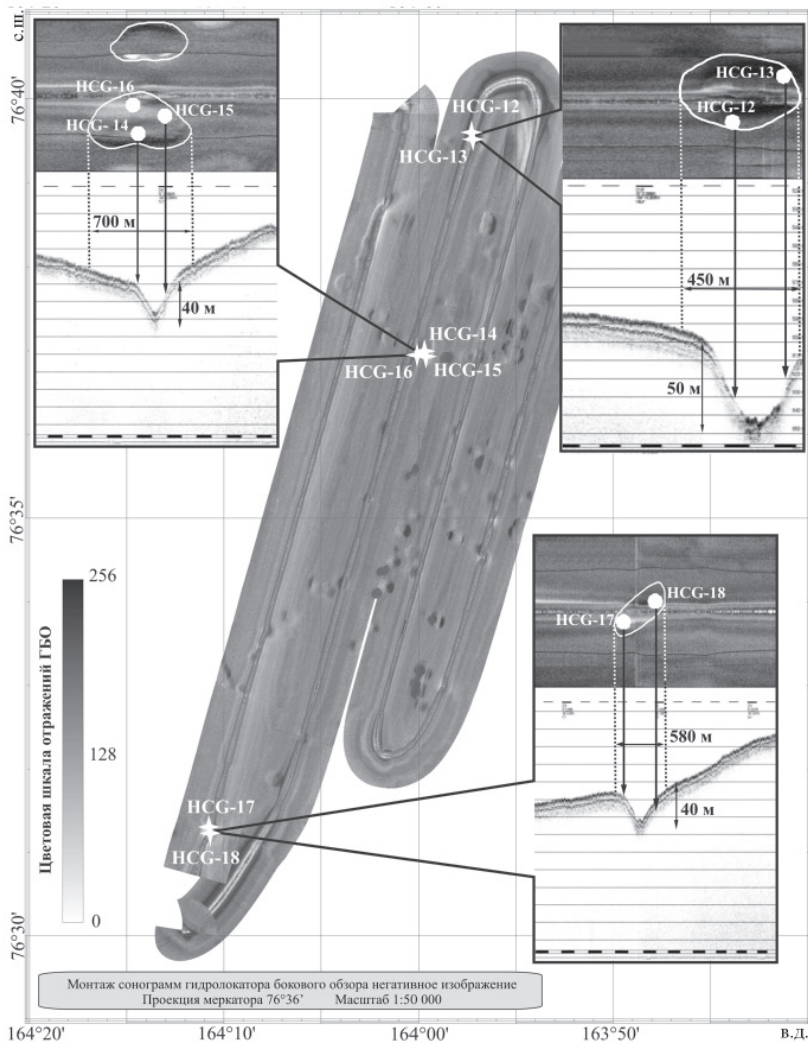


Рис. 2. Мозаика сонограмм гидролокатора бокового обзора с местами отбора грунтовых станций с помощью гидростатических пробоотборников (HCG – Hydro Corer Gravity). На врезках показаны фрагменты сонограмм, совмещенные с записями придонного профилографа через опробованные структуры.

$\lambda = 1,79021 \text{ \AA}$  при напряжении  $U = 35 \text{ кВ}$  силой тока  $I = 25 \text{ мА}$  в диапазоне от  $3^\circ$  до  $75^\circ$  по  $2\theta$ . Отборка полученных спектров производилась с помощью пакета программ PDWin-4. Идентификация фаз велась по картотеке JCPDS.

Определение содержания органического углерода ( $C_{\text{орг}}$ ) в образцах осадка из трех ядер проводилось методом сухого сжигания, согласно ГОСТ 23740-79.

Изотопный состав углерода ( $^{13}\text{C}$ ) органического вещества (ОВ) в образцах осадка определялся на масс-спектрометре Delta 5 plus (Finnigan). Образцы обрабатывались 10 % соляной кислотой, промывались дистиллированной водой, для удаления неорганической карбонатной составляющей, и высушивались при комнатной температуре. Значения  $^{13}\text{C}$  приведены относительно стандарта VPDB.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Более 50 округлых аномалий в виде светлых и темных пятен были идентифицированы на записях ГЛБО (рис. 2). Подобные аномалии на сонограммах ГЛБО могут быть вызваны особенностями рельефа, литологического состава осадков, пузырьками газа в осадках, а также объектами на дне и/или в толще воды [Blondel, 2009]. Причина появления аномалий, вызванных наличием газа, основана на свойстве газа, находящегося в свободном состоянии в поровом пространстве осадков, существенно влиять на их акустические свойства. Высокая концентрация пузырьков газа приводит к полной блокаде звукового импульса. В этом случае отражение звуковой энергии от дна будет отсутствовать и на сонограмме появятся аномалии. В частности, типичными проявлениями очагов разгрузки газа на морском дне, диагностируемыми на сонограммах ГЛБО, являются округлые зоны осветления (повышенного обратного рассеяния акустического сигнала). На сейсмических разрезах газонасыщенные отложения проявляются в виде различных аномалий в зависимости от количества свободного газа в порах и от соотношения акустических свойств газонасыщенных отложений [Шерифф, Гелдарт, 1987]. Проявления газонасыщенности осадков на записях придонного профилографа в основном имеют ту же физическую природу, что и на сейсмических записях. Комплексная интерпретация данных ГЛБО и сейсмоакустических разрезов дает основание судить о том, являются ли наблюдаемые аномалии результатом разгрузки газа или они обусловлены морфологией морского дна и литологическими особенностями отложений.

Сопоставление полученных результатов ГЛБО с данными многолучевого эхолотирования, представленными в работе [Mayer L.A. et al., 2008], в целом показало хорошую сходимость. Данные гидроакустического комплекса фиксируют конусовидные воронки 150–850 м в диаметре глубиной 40–50 м в их центральных частях. Эти структуры приурочены к вершине куполообразного поднятия (рис. 1), и прослеживаются в виде линеаментов субширотного и субмеридионального простирания (рис. 1, 2). Наблюдаемое расположение воронок, по всей вероятности, связано с наличием разломов в подстилающих отложениях, а некоторые наиболее крупные покмарки расположены в вероятных точках их пересечения. По мнению А.С.Астахова с соавторами [Астахов и др., 2010], покмарки, образующие кольцевую структуру в северной части района (рис. 1, 2), маркируют разлом с вертикальным смещением амплитудой около 40 м.

Однако, вопреки ожиданиям, признаков присутствия газа в отложениях ни на сонограммах, ни на записях профилографа через исследованные воронки отмечено не было.

Геологический пробоотбор проводился на трех покмарках (рис. 2). Вскрытые отложения представлены однородными вязкими алевритистыми илами и глинами различных цветов (от белого, бежевого, зеленого до серого, светло- и темно-коричневого). Чередование прослоев оливково-зеленого и коричневого цветов свидетельствует о смене периодов оледенения и межледниковья [Белов, Лапина, 1961] и отражает изотопно-кислородные стадии 2–4, 6 и 1, 5 [Астахов и др., 2010], соответствующие указанным периодам. В целом вскрытый разрез представлен отложениями, обычными для арктических морей и не обнаруживающими характерных признаков газонасыщенности, таких как специфические осадочные текстуры (трещины, вызванные расширением газа при изменении давления), запахах сероводорода и т.д.

Интересной особенностью изученных осадков является наличие прослоев различной мощности (от 10 до 55 см), содержащих многочисленные уплотненные глинистые включения размером до 1 см в глинистом же матриксе. Они были обнаружены на поддонных глубинах 30 см и более. Подобные глинистые «окатыши»

встречались в осадках поднятий Американо-Азиатского бассейна и раньше [Stein et al., 1999 и др.] и связывались с гравитационными процессами. Тем не менее следует упомянуть, что близкие текстурно-структурные особенности характерны также для сопочных брекчий [Якубов и др., 1971; Шнюков и др., 1986; и др.]. Возможное присутствие в изученном разрезе «брекчиевидных» прослоев не позволяет полностью исключить взаимосвязь исследованных структур с грязевулканической деятельностью. В частности, они могут представлять собой захороненные грязевулканические потоки. Однако для проверки данного предположения необходимы дополнительные исследования.

Общая карбонатность изученных отложений варьирует в пределах 0–45 %, не обнаруживая направленных изменений. Максимальное содержание карбонатов (45 %) установлено в светло-бежевых алевролитистых глинах на поддонной глубине 145–153 см (кern НСГ-16). Повышенная (30 %) карбонатность отмечена также и на нижней границе «брекчиевидных» прослоев (кern НСГ-12).

Поскольку аутигенная минерализация, и в частности карбонатообразование за счет окисления метана, является одним из наиболее часто встречающихся косвенных признаков разгрузки углеводородных флюидов на морском дне, особое внимание в ходе данной работы уделялось исследованию карбонатной составляющей осадков. Как показали результаты определений в мазковых шлифах, карбонатная составляющая представлена рассеянным мелкокристаллическим доломитом и кальцитом. Результаты рентгено-фазового анализа подтверждают эти данные: наиболее карбонатизированные отложения представлены полиминеральной смесью кварца ( $d = 4,23, 3,32, 2,44, 2,27, 2,12, 1,97\text{\AA}$ ), доломита ( $d = 4,03, 3,68, 2,88, 2,015\text{\AA}$ ), кальцита ( $d = 3,85, 3,03, 2,85, 2,49, 2,09\text{\AA}$ ) и альбита ( $d = 4,04, 3,17, 1,92\text{\AA}$ ). Глинистая составляющая отложений, в подчиненном количестве, представлена минералами группы слоистых силикатов: глауконитом ( $d = 10,1, 4,98, 2,40, 1,99\text{\AA}$ ), каолинитом ( $d = 7,12, 3,57, 2,38\text{\AA}$ ), хлоритом ( $d = 7,10, 3,51, 2,84\text{\AA}$ ), палыгорскитом (слабые пики  $d = 10,40, 4,47, 3,68, 2,56\text{\AA}$ ) и галитом (слабые пики  $d = 1,99\text{\AA}$ ) (рис. 3).

Для оценки вероятности формирования аутигенных карбонатов (арAGONита, кальцита и доломита) в приповерхностных отложениях покмарков были рассчитаны коэффициенты насыщения поровых вод по формуле:

$$\Omega = \lg \frac{[Me^{2+}] \cdot [CO_3^{2-}]}{K_{sp}}$$

где  $[Me^{2+}]$ ,  $[CO_3^{2-}]$  – активности ионов, являющиеся функцией их концентраций в поровой воде и ионной силы раствора при измеренной *in situ* температуре ( $-1,5\text{ }^\circ\text{C}$  [Miyake et al., 1994]);  $Me^{2+}$  – катионы, входящие в кристаллическую решетку карбонатов;  $K_{sp}$  – произведение растворимости карбонатов. Кристаллизация карбонатов возможна при  $\Omega > 0$ .

Модельные расчеты, выполненные при помощи программы PHREEQC для Windows [Parkhurst, Appelo, 1999], показали, что в отложениях покмарков в настоящее время происходит преимущественно растворение карбонатных минералов. Формирование аутигенных карбонатов на поверхности отложений покмарков также невозможно. Единственное исключение – kern НСГ-13, где на поддонной глубине 138 см существуют условия, благоприятные для формирования аутигенных доломитов (табл. 1). Однако при изучении образцов из этого интервала в мазковых шлифах новообразованных кристаллов доломита ромбоэдрического габитуса отмечено не было.

Рассмотрим условия осадконакопления в исследованном районе с позиции осадков органических веществ (ОВ) и его генезиса. Основными источниками ОВ арктических осадков являются речной сток, термоабразия берегов, абразия дна, золотые поступления и ледовый разнос.

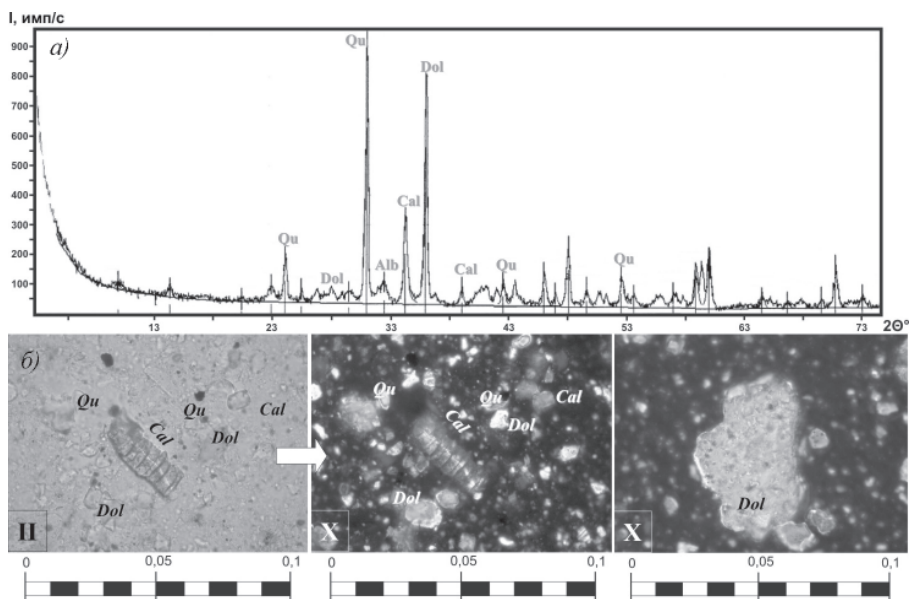


Рис. 3. Результаты рентгено-фазового анализа карбонатизированного прослоя (кern HCG-16) (a) и фотографии фрагментов мазковых шлифов при параллельных (Π) и скрещенных (X) николях (б). Qu – кварц, Dol – доломит, Cal – кальцит, Alb – альбит.

Содержания органического углерода ( $C_{\text{орг}}$ ) по разрезу (кernы HCG-13, HCG-14 и HCG-15) представлены в таблице 1. Содержания  $C_{\text{орг}}$  варьируют в пределах 0,2–1,7 % мас. от сухого вещества осадка при среднем значении 0,6 % мас. и соответствуют опубликованным значениям для южной части Чукотского моря 0,47–1,7 % мас. [Астахов и др., 2009]. Максимальные значения  $C_{\text{орг}}$  (до 1,7 % мас.) отмечаются в «брекчиеподобных» прослоях и перекрывающих их осадках, свидетельствуя о высоких скоростях седиментации (табл. 1).

Измеренные изотопные значения углерода органического вещества ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ ) варьируют в пределах  $-26,2...-22,4$  ‰, при среднем  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} = -24,2$  ‰, что немного ниже среднестатистических ( $\sim -20$  ‰ [Хефс, 1983]) (табл. 1). Как видно из таблицы 1, наиболее «легкие» значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  ( $-25,5...-25,2$  ‰) отмечаются на

Таблица 1

Содержания  $C_{\text{орг}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ ,  $OB_{\text{терр}}$ , коэффициенты насыщения ( $\Omega$ ) поровых вод относительно карбонатов (аргонита, кальцита и доломита, при pH=7,6) в осадках покмарков

Станция	Поддонный интервал, см	$\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ , ‰	$C_{\text{орг}}$ , % мас.	$OB_{\text{терр}}$ , %	$\Omega$ (аргонит)	$\Omega$ (кальцит)	$\Omega$ (доломит)
HCG-13	0–13	-22,4	0,51	19,0	–	–	–
	14–23	-24,5	0,53	52,4	-1,21	-1,04	-1,78
	24–33	<b>-25,4</b>	<b>0,82</b>	<b>66,7</b>	–	–	–
	33–37	<b>-25,3</b>	<b>1,32</b>	<b>65,1</b>	<b>-1,01</b>	<b>-0,84</b>	<b>-1,36</b>
	37–52	-23,9	0,59	42,9	-1,02	-0,86	-1,38
	52–63	-23,9	0,54	42,9	-0,69	-0,53	-0,71
	63–73	-23,5	0,32	36,5	-0,7	-0,54	-0,72
	73–77	-24,4	0,36	50,8	-0,77	-0,6	-0,84

Станция	Поддонный интервал, см	$\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ ‰	$\text{C}_{\text{орг}}$ % мас.	ОВ <sub>терр</sub> %	$\Omega$ (арагонит)	$\Omega$ (кальцит)	$\Omega$ (доломит)
HCG-14	83–90	–24	0,32	44,4	–	–	–
	90–100	–23,9	0,34	42,9	–0,75	–0,58	–0,82
	100–110	–24,6	0,37	54,0	–1,05	–0,88	–1,42
	110–124	–24	0,32	44,4	–0,85	–0,69	–1,04
	130–140	–26,2	0,52	79,4	–0,26	–0,1	0,11
	140–147	–24,4	0,49	50,8	–0,63	–0,47	–0,64
	0–12	–22,8	0,42	25,4	–	–	–
	12–25	–23,9	0,39	42,9	–1,12	–0,95	–1,56
	25–35	–24,9	0,62	58,7	–	–	–
	35–45	–24,8	1,39	57,1	–0,84	–0,68	–1,05
	<b>45–50</b>	<b>–25,5</b>	<b>0,98</b>	<b>68,3</b>	–	–	–
	<b>50–60</b>	<b>–25,1</b>	<b>0,78</b>	<b>61,9</b>	–	–	–
	<b>60–74</b>	<b>–24</b>	<b>0,89</b>	<b>44,4</b>	–	–	–
	74–86	–24,2	0,73	47,6	–	–	–
	86–95	–23,8	0,57	41,3	–1,07	–0,91	–1,43
	95–105	–23,7	0,49	39,7	–	–	–
	105–109	–23,9	0,47	42,9	–	–	–
	110–120	–23,6	0,56	38,1	–	–	–
	120–130	–23,7	0,50	39,7	–	–	–
	130–140	–24,1	0,45	46,0	–1,54	–1,38	–2,33
140–150	–24,3	0,35	49,2	–	–	–	
152–155	–24,1	0,35	46,0	–	–	–	
155–165	–24,6	0,25	54,0	–1,26	–1,1	–1,79	
165–175	–24,6	0,30	54,0	–	–	–	
175–180	–24,3	0,34	49,2	–	–	–	
180–190	–24,2	0,28	47,6	–	–	–	
190–200	–	0,20	–	–1,05	–0,88	–1,46	
HCG-15	0–10	–24,4	0,49	50,8	–1,4	–1,23	–2,15
	20–30	–25,2	0,98	63,5	–0,54	–0,38	–0,48
	<b>40–50</b>	<b>–24,3</b>	<b>1,64</b>	<b>49,2</b>	<b>–1,04</b>	<b>0,88</b>	<b>–1,52</b>
	<b>60–70</b>	<b>–24,4</b>	<b>1,67</b>	<b>50,8</b>	<b>–1,13</b>	<b>–0,97</b>	<b>–1,58</b>
	<b>80–86</b>	<b>–23,9</b>	<b>1,16</b>	<b>42,9</b>	<b>–0,96</b>	<b>–0,8</b>	<b>–1,2</b>

Примечание: Жирным шрифтом выделены интервалы отбора проб из «брекчиевидных» прослоев.

верхней границе «брекчиевидных» прослоев и в их пределах. Минимальное значение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  (–26,2 ‰) отмечено на поддонной глубине 135 см (кern HCG-13; табл. 1). Значения изотопного состава терригенного ОВ в арктических широтах (–28... –27 ‰) определяются в основном содержанием пресноводного фитопланктона, поставляемого с речным стоком и фотосинтезом растений С3 типа [Ивлев, 1984; Kodina, 2002]. Величина  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  морского генезиса в арктических морях в целом варьирует в широких пределах –30,4...–16,5 ‰ [Rau et al., 1982]. Органический

углерод морского происхождения содержит большее количество изотопа углерода-13 вследствие худших условий фракционирования водорослями изотопов углерода в процессе фотосинтеза [Галимов, 1968].

Поскольку изотопный состав ОВ является одним из индикаторов его генезиса, попытаемся оценить вклад ОВ различного происхождения в исследованные отложения, основываясь на изотопных данных. Наблюдаемое увеличение содержания  $C_{\text{орг}}$  при уменьшении значений  $\delta^{13}C-C_{\text{орг}}$  на верхней границе «брекчиевидных» прослоев и в их пределах указывает на значительную долю гумусового ОВ в «брекчиевидных» осадках. Величины  $\delta^{13}C-C_{\text{орг}}$  ( $-22,4...-22 \text{‰}$ ) в пробах из отложений, вмещающих «брекчиевидные», напротив, свидетельствуют о доминирующей роли морского фитопланктона в седиментогенезе (табл. 1) [Леин и др., 2007].

На различия в генезисе ОВ изученного разреза указывает также и слабая корреляция распределения содержаний  $C_{\text{орг}}$  с общей карбонатностью отложений.

Для количественной оценки содержания ОВ в осадках и принимая во внимание все вышесказанное, рассчитаем долю сапропелевого и гумусового ОВ в исследованных отложениях. Принимая значения  $\delta^{13}C-C_{\text{орг}}$  морского генезиса равными  $-21,2 \text{‰}$  [Stein, MacDonald, 2004],  $\delta^{13}C-C_{\text{орг}}$  терригенного происхождения =  $-27,5 \text{‰}$  и используя формулу для расчета:

$$OB_{\text{терр}} = \frac{\delta^{13}C_{\text{обр}} - \delta^{13}C_{\text{мор}}}{\delta^{13}C_{\text{терр}} - \delta^{13}C_{\text{мор}}} \cdot 100, [\text{Meksumpun, Meksumpun, 2002}],$$

получаем расчетную величину доли терригенного ОВ в изученных отложениях, составляющую в среднем 48,8 %. Полученное среднее значение свидетельствует о смешанном сапропелево-гумусовом генезисе ОВ. При этом образцы, отобранные из «брекчиевидных» прослоев и на их верхних границах, характеризуются повышенным количеством терригенного ОВ (58,7–66,7 %). Максимальная доля  $OB_{\text{терр}}$  (79,4 %) получена для образца с поддонной глубины 135 см (кern НСГ-13).

Значительная доля ОВ терригенного происхождения обычно фиксируется в прибрежно-шельфовой зоне, где существенно влияние эоловых процессов и речного стока. Повышенные значения доли гумусового ОВ в «брекчиевидных» прослоях и на верхних контактах этих прослоев с вмещающими осадками может в общем случае свидетельствовать о резкой смене характера и условий осадконакопления. Однако отсутствие реперных данных по району исследования ввиду очень слабой его изученности затрудняет интерпретацию полученных материалов на данном этапе исследований.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам комплексных исследований покмарков, расположенных в южной части Чукотского плато, сделана попытка прояснить генезис изученных структур, степень их активности и особенности литолого-геохимического состава слагающих их осадков.

Результаты изучения изотопного состава  $C_{\text{орг}}$  осадков показали преимущественно смешанный сапропелево-гумусовый генезис органического вещества с преобладанием гумусового ОВ в «брекчиевидных» прослоях и на их верхних границах. Высокая доля гумусовой составляющей и текстурные особенности отложений могут свидетельствовать о смене нормальных морских условий осадконакопления ледниковыми. Согласно последним палеорекострукциям, Чукотское плато было перекрыто локальным ледником во время 6-й изотопно-кислородной стадии [Jakobsson et al., 2010].

Отсутствие признаков современной разгрузки газа по геофизическим, литологическим и минералогическим данным в пределах исследованных покмарков свидетельствует о том, что изученные донные структуры в настоящее время находятся в так называемой «спящей» стадии [Judd, Novland, 2007]. Так, «брекчиевидные»



прослой, возможно, являются результатом оползневых процессов, имевших место после того, как «активная» стадия – стадия формирования покмарков – сменилась «спящей». В этом случае данные прослой можно рассматривать в качестве реперных при определении возраста покмарков. По мнению А.С.Астахова с соавторами [2010], вскрытые в пределах исследованных структур отложения в целом датируются возрастом порядка 250–300 тыс. лет. Закономерно полагать на данном этапе исследований, что если покмарки и являются древними, частично захороненными, то их формирование могло иметь место более 300 тыс. лет назад.

Выполненную работу можно рассматривать как первый шаг на пути понимания генезиса и особенностей формирования изученных покмарков. Для окончательного решения вопроса о происхождении данных структур необходимы дополнительные экспедиционные исследования.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астахов А.С., Ван Р., Иванов М.В.* Геохимия осадконакопления в Чукотском море и примыкающем секторе Арктического бассейна: химическая типизация, роль биоседиментации, влияние эндогенной активности // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: Геос, 2009. С. 28–32.
- Астахов А.С., Босин А.А., Колесник А.Н., Коршунов Д.А., Крэйн К., Логвина Е.А.* Геологические исследования в Чукотском море и примыкающих районах Северного ледовитого океана в экспедиции RUSALCA-2009 // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 6. С. 110–116.
- Белов Н.А., Лапина Н.Н.* Донные отложения Арктического бассейна. Л.: Морской транспорт, 1961. 152 с.
- Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г.* Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. Вып. 5. С. 202–212.
- Галимов Э.М.* Геохимия стабильных топов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.
- Гладыш В.А., Логвина Е.А., Сазонов А.Ю., Горемыкин Ю.В., Смирнов Б.Н., Джин Я.-К., Шоджи Х., Обжиров А.И., Николаева Н.А.* Геофизические исследования в рамках программы «Газовые гидраты в прибрежье о. Сахалин» в Охотском море (2008 г.) // Экспедиционные исследования ВНИИОкеангеология в 2008–2009 гг. СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга», 2010. С. 18–22.
- Ивлев А.А.* О механизме появления изотопных эффектов углерода при фотосинтетической ассимиляции CO<sub>2</sub> // Физиология растений. 1984. Т. 31. Вып. 4. С. 765–776.
- Ласточкин А.Н., Нарышкин Г.Д.* Новые представления о рельефе дна Северного Ледовитого океана // Океанология. 1989. Т. XXIX. Вып. 6. С. 968–973.
- Леин А.Ю., Саввичев А.С., Русанов И.И., Павлова Г.А., Беляев Н.А., Крейн К., Пименов Н.В., Иванов М.В.* Биогеохимические процессы в Чукотском море // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 3. С. 247–266.
- Хефс Й.* Геохимия стабильных изотопов М.: Мир, 1983. 198 с.
- Шерифф Р., Гелдарт Л.* Сейсморазведка. М.: Мир, 1987. 448 с.
- Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др.* Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Киев: Наукова думка, 1986. 150 с.
- Якубов А.А., Али-Заде А.А., Зейналов М.М.* Грязевые вулканы Азербайджанской ССР. Баку, 1971. 256 с.
- Blondel Ph.* The Handbook of Sidescan Sonar. Springer–Praxis Publishing. UK. 2009. 316 p.
- Hammer Ø., Webb K.E.* Piston coring of Inner Oslofjord Pockmarks, Norway: constraints on age and mechanism // Norwegian Journal of Geology. 2010. Vol. 90. P. 79–91.
- Holvland M.H., Judd A.G.* Seabed Pockmarks and Seepages: Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. London: Graham and Trotman, 1988. 293 p.

- Hovland M.H.* Hydrocarbon seeps in northern marine waters-their occurrence and effects // *Palios*. 1992. Vol. 7. P. 376–382.
- Ivanov M., Westbrook G.K., Blinova V., Kozlova E., Mazzini A., Nouze H., Minshull T.A.* First sampling of gas hydrates from the Voring Plateau // *Eos. Transactions of the American Geophysical Union*. Vol. 88(19). P. 209–212.
- Jakobsson M., Nilsson J., O'Regan M. et al.* An Arctic Ocean ice shelf during MIS 6 constrained by new geophysical and geological data // *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. P. 3505–3517.
- Judd A., Hovland M.* *Seabed Fluid Flow, the impact on geology, biology and the marine environment*. UK: Cambridge University Press, 2007. 475 p.
- Kodina L.A.* Carbon isotope composition of phytoplankton in the Yenisei river-estuary-open sea system and the application of isotopic approach for evaluation of phytoplankton contribution to the Yenisei POC load // *Ber. zur Polar- und Meeresforschung*. 2002. № 419. P. 143–150.
- Mayer L.A., Brumley K., Andronikov A., Chayes D.N., Armstrong A.A., Calder B., Hall J.K., Clyde W.C., Bothner W.A., Gardner J.V.* Resent Mapping and Sampling on the Chukchi Borderland and Alpha/Medelev Ridge // *Eos Transactions of the American Geophysical Union*. Vol 89(53). Fall Meet. Suppl., 2008. Abstract C11C-0516
- Mazzini A., Aloisi G., Akhmanov G.G., Parnell J., Cronin B.T., Murphy P.* Integrated petrographic and geochemical record of hydrocarbon seepage on the Vring Plateau // *Journal of the Geological Society*. 2005. Vol. 162. № 5. P. 815–827.
- Meksumpun S., Meksumpun Ch.* Stable Carbon and Nitrogen Isotope Ratios of Sediment in Ban Don Bay: Evidence for Understanding Sources of Organic Matters in the Coastal Environment // *Kasetsart J. (Nat. Sci.)*. 2002. Vol. 36. P. 75–82.
- Miyake H., Masuda K., Anma G., Sasaki S., Yamaguchi H., Meguro T.* Hydrographic Conditions in the Chukchi Sea and St. Lawrence Island polynya region in midsummers of 1990, 1991 and 1992 // *Proc. NIPR Symp. Polar Biol*. 1994. Vol. 7. P. 1–9.
- Parkhurst D.L., Appelo C.A.J.* User's guide to PHREEQC (version 2) – a computer program for speciation, reaction-path, 1D-transport, and inverse geochemical calculations. Water Resources Investigation Report 99-4259. Denver, Colorado, 1999. 312 p.
- Rau G.H., Sweeney R.E., Kaplan I.R.* Plankton  $^{13}\text{C}$ : $^{12}\text{C}$  ration changes with latitude: differences between northern and southern oceans // *Deep-Sea Research*. 1982. Vol. 29. P. 1035–1039.
- Stein R., Drachev S., Fahl K. et al.* Marine geological investigations // *Reports on Polar Research*. 1999. Vol. 308. P. 30–75.
- Stein R., Macdonald R.W.* (Eds.) *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean*. Berlin: Springer, 2004. 363 p.
- Vogt P.R., Crane K., Sundvor E., Max M.D., Pfirman S.L.* Methane-generated(?) pockmarks on young, thickly sedimented oceanic crust in the Arctic: Vestnesa ridge, Fram strait // *Geology*. 1994. Vol. 22. № 3. P. 255–258.

## THE COMPREHENSIVE STUDY OF THE POCKMARKS FROM THE CHUKCHI PLATEAU

*E.A.LOGVINA, T.V.MATVEEVA, V.A.GLADYSH, A.A.KRYLOV*

*Results of the geophysical, lithological, mineralogical, geochemical and isotopical study of the sediments from the deep-sea pockmarks from the Chukchi plateau are presented in this paper. All materials were collected between 19 September and 20 September 2009 during the expedition RUSALCA-2009 of the RV Professor Khromov in the framework of RUSsian-American Long term Census of the Arctic (RUSALCA) project.*

*Keywords: pockmark, Chukchi plateau, organic matter, carbon isotope.*