

УДК 551.35(268.56)

ВОЗМОЖНЫЕ УСЛОВИЯ И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОКМАРКОВ ЧУКОТСКОГО ПЛАТО

© 2014 г. А. С. Астахов¹, В. С. Маркевич², А. Н. Колесник¹, Ван Рудзян³,
В. В. Кононов⁴, М. С. Обрезкова¹, А. А. Босин¹

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия
e-mail: astakhov@poi.dvo.ru

² Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток, Россия
e-mail: markevich@ibss.dvo.ru

³ Университет Тондзи, Шанхай, Китай

⁴ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия
e-mail: kononov46@mail.ru

Поступила в редакцию 07.02.2013 г., после доработки 27.07.2013 г.

При изучении донных осадков, накопившихся за последние 60–65 тыс. лет в воронках покмарков Чукотского плато в Северном Ледовитом океане, выявлено, что состав отложений и их литостратиграфия в общем виде подобны фоновым районам. Специфической особенностью является наличие прослоев и горизонтов осадков с признаками гравитационного перемещения, карбонатной минерализацией, признаками накопления в условиях сероводородного заражения. Микропалеонтологические остатки в осадках покмарков, накопившихся в ледниковые периоды, представлены переотложенными формами, характеризующими палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения, эпизодически обнажавшиеся в бортах. Сделан вывод, что формирование покмарков связано с действием пульсирующих флюидных потоков. Последний этап активной дефлюидизации, во время которого сформировался современный рельеф покмарков, имел место в период 35–20 тыс. лет назад.

DOI: 10.7868/S0030157414040029

ВВЕДЕНИЕ

В ходе происходящего в последние десятилетия освоения нефтегазовых месторождений шельфа и более глубоких морских акваторий начали активно изучаться опасные геологические процессы, связанные с фокусированной разгрузкой на морское дно флюидов из осадочного чехла. Признаками этих процессов являются специфические формы донного рельефа и структуры осадочного чехла: покмарки (“оспины”), грязевые вулканы, газовые трубы, кластические дайки и др. Именно они, благодаря увеличению возможностей технических средств геоморфологических и сейсмических исследований, явились основным объектом изучения для понимания потоков флюидов в осадочных бассейнах [23].

Покмарки (округлые или эллиптические депрессии) считаются признаками фокусированного выхода на морское дно флюидных потоков, представленных углеводородами, седиментационными водами, биогенным метаном и продуктами разложения газогидратов [15, 19, 22, 23]. Большинство из них представлено относительно небольшими воронками диаметром от первых до десятков метров и глубиной от десятков сантиметров до первых метров, образовавшимися в

илистых осадках, обогащенных органическим углеродом, за счет взрывообразного выхода биогенного или газогидратного метана и иловых вод [7, 19, 22, 23]. Крупные воронки диаметром до километра и глубиной до нескольких десятков метров формируются длительное время и обычно приурочены к узлам полигональной сети разломов в осадочном чехле. Для объяснения условий их образования привлекаются данные по колебаниям уровня моря, дегидратации и дегазации осадочного чехла, периодичности формирования поверхностных газогидратов, поступления термогенного метана и другим источникам флюидов [19, 23]. Для некоторых углеводородных бассейнов наличие покмарков часто считается признаком продуктивной углеводородной провинции [19, 23].

Зачастую к покмаркам относятся кальдеры обрушения и депрессии, вызванные процессами, связанными с грязевулканической деятельностью [23], что в принципе также попадает под определение покмарков как специфических форм, связанных с дефлюидизацией осадочного чехла. Нельзя исключать и возможность формирования таких форм в результате термокарстовых или, даже, карстовых процессов. Несмотря на наличие многочисленных публикаций, освещающих, в основном, морфологию этих образований

и структуру осадочного чехла под ними, генезис покмарков многих районов Мирового океана остается дискуссионным. Особенно это относится к наиболее крупным воронкообразным формам. Очень важным является оценка современного состояния покмарков, как части активной флюидной системы, и прогноз ее дальнейшей эруптивной деятельности. Наиболее перспективным направлением для решения этих задач представляется изучение донных осадков, накопившихся внутри воронок в процессе их образования [26].

Объектом изучения в данной работе явились донные воронки, подобные покмаркам, выявленные на бордерленде Чукотского моря (рис. 1) в 2003 г. при проведении съемки многолучевым эхолотом на ледоколе “Хили” [25]. В 2009 г. в экспедиции на НИС “Профессор Хромов” были проведены ограниченные геологические и геофизические работы в этом районе [1, 10]. Полученные данные пока не могут дать однозначного ответа о природе воронок, причинах их формирования и локализации в этом районе. По сейсмоакустическим данным и прямыми измерениями было установлено, что в осадках и придонных водах отсутствуют признаки современной дефлюидизации через днища воронок [10], и эти структуры находятся в “спящем”, согласно терминологии Джада и Ховланда [23], состоянии. Для выявления условий и времени формирования данных структур требуется более детальное изучение полученных материалов, прежде всего колонок донных осадков.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

Поле покмарков располагается на южном фланге Чукотского плато, представляющего собой отчетливо выраженную террасу (погруженный шельф) с глубинами 400–600 м. Плато является составной частью бордерленда Чукотского моря, сформировавшегося в кайнозое в результате рифтогенной деструкции континентальной земной коры. Помимо Чукотского плато основными морфоструктурами бордерленда являются хребет Норсвинд, хребет Менделеева и разделяющие их кайнозойские рифтогенные бассейны Чарли и Норсвинд [16]. Бассейн Норсвинд представляет собой систему отдельных грабенов и разделяющих их поднятий сложной конфигурации. На продолжении одного из таких грабенов, но уже в пределах окраины Чукотского плато и располагается поле покмарков (рис. 1). Оно приурочено к вершине куполообразного поднятия, осложненного на севере и юго-западе более мелкими поднятиями (рис. 2). По периферии их в отдельных случаях прослеживаются вытянутые углубления, подобные “рвам проседания” на воздымающихся антиклинальных или, например, грязевулканических куполах. В северной части

участка отдельные покмарки образуют кольцевую структуру [10, 25]. На одном из участков этого кольца они расположены по периферии близко друг к другу, образуя единый желоб, вероятно, разлом, по которому произошло вертикальное смещение с амплитудой около 40 м. В юго-западной части района по данным съемки многолучевым эхолотом выделены крупные впадины диаметром несколько километров с выположенным дном [25].

Сведения о геологическом строении района покмарков и составе пород, слагающих его основание, весьма ограничены. Известно, что на склонах хребта Норсвинд и восточной части Чукотского плато выходят осадочные отложения, относимые к двум стратиграфическим горизонтам [8]. На хребте Норсвинд Гранцем с коллегами [20] обнаружены обломки известняков с фауной нижнего и верхнего палеозоя. Отложения этого же возраста на хребте Менделеева включают также доломиты и кварцевые песчаники. По составу и стратиграфическому положению эти отложения могут быть сопоставлены с нижеэлсмирским горизонтом (карбон—средняя пермь), широко распространенным на шельфе Чукотского моря, северном склоне Аляски, о. Врангеля [16]. Выше на хребте Норсвинд залегают нерасчлененные мезозойские отложения, представленные темноцветными алевритистыми аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками с остатками фораминифер, пеллеципод и конодонтов, среди которых определены руководящие формы разных стратиграфических уровней триаса, юры и мела [20]. На этом же участке обнаружены формы самых верхов поздней перми, что дает основание предполагать согласное взаимоотношение мезозойских и палеозойских отложений. Мощность мезозойских отложений хребта Норсвинд предположительно составляет первые сотни метров [8]. На восточном склоне Чукотского плато в районе покмарков она уменьшается, а на западе Чукотского плато и хребте Менделеева отложения этого возраста не установлены. На шельфе Чукотского моря и северном склоне Аляски им соответствует, вероятно, терригенная толща, включающая верхнеэлсмирский, рифтовый и нижнебрукинский комплексы (верхняя пермь—верхний мел).

Поверхность Чукотского плато покрыта относительно маломощным (предположительно первые десятки метров) кайнозойским осадочным чехлом, состав которого не изучен. На других поднятиях Северного Ледовитого океана он представлен глинами с прослоями диатомовых отложений и песков [8].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Изучались колонки донных осадков, полученные в 2009 г. в экспедиции на НИС “Профессор

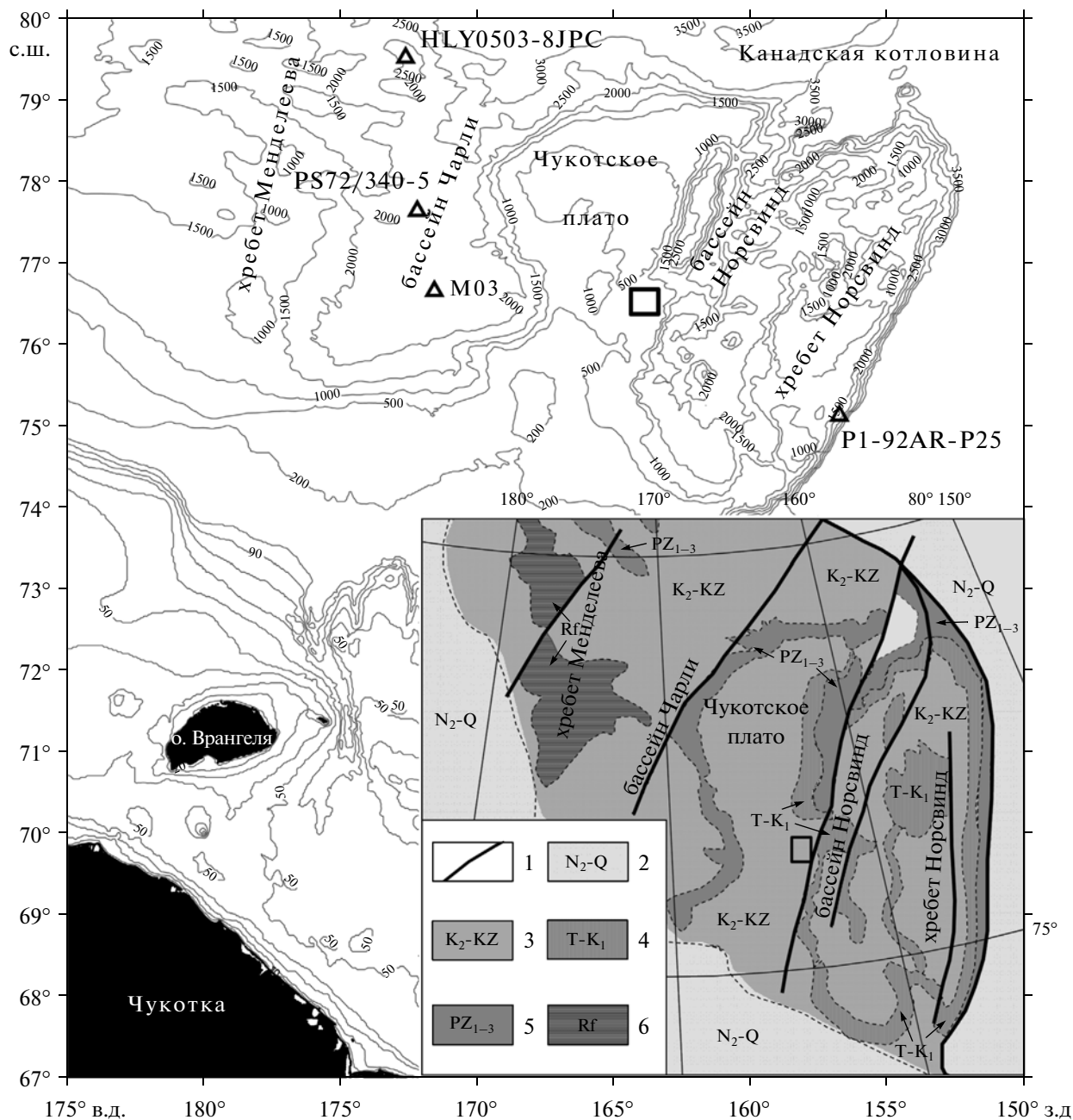


Рис. 1. Рельеф, основные морфоструктуры бордерленда Чукотского моря и местоположение района работ (прямоугольник). Треугольниками показаны колонки, использованные для литостратиграфической корреляции [28, 30, 33]. Квадратом обозначен район отбора колонок 2009 г. в ходе экспедиции на НИС “Профессор Хромов”.

На врезке: схематическая геологическая карта района (по [8]): 1 – разломы; 2 – плиоцен-четвертичные отложения: пески, илы; 3 – верхнемеловой-кайнозойский осадочный чехол: преимущественно глинистые отложения; 4 – мезозойские песчано-глинистые отложения; 5 – палеозойские отложения нерасчлененные: кварцевые песчаники, доломиты, известняки; 6 – рифейские кварцито-песчаники, кварцевые песчаники, доломиты.

Хромов”, выполнявшейся по российско-американской программе мониторинга Арктики “RUSALCA”. Колонки отобраны в пределах трех воронок (рис. 2), преимущественно на их склонах. Наиболее близко к днищу одной из воронок получена колонка 12, которая и явилась основным объектом исследований.

Определение химического состава осадков осуществлялось с помощью рентгено-флуоресцентного анализатора Innov-X α-6000 с портативным компьютером HP-iPAQ поинтервально (с интервалом 1 см). Так как анализу подвергался влажный осадок, то для приведения к единообразию обрабатываемых результатов был выполнен

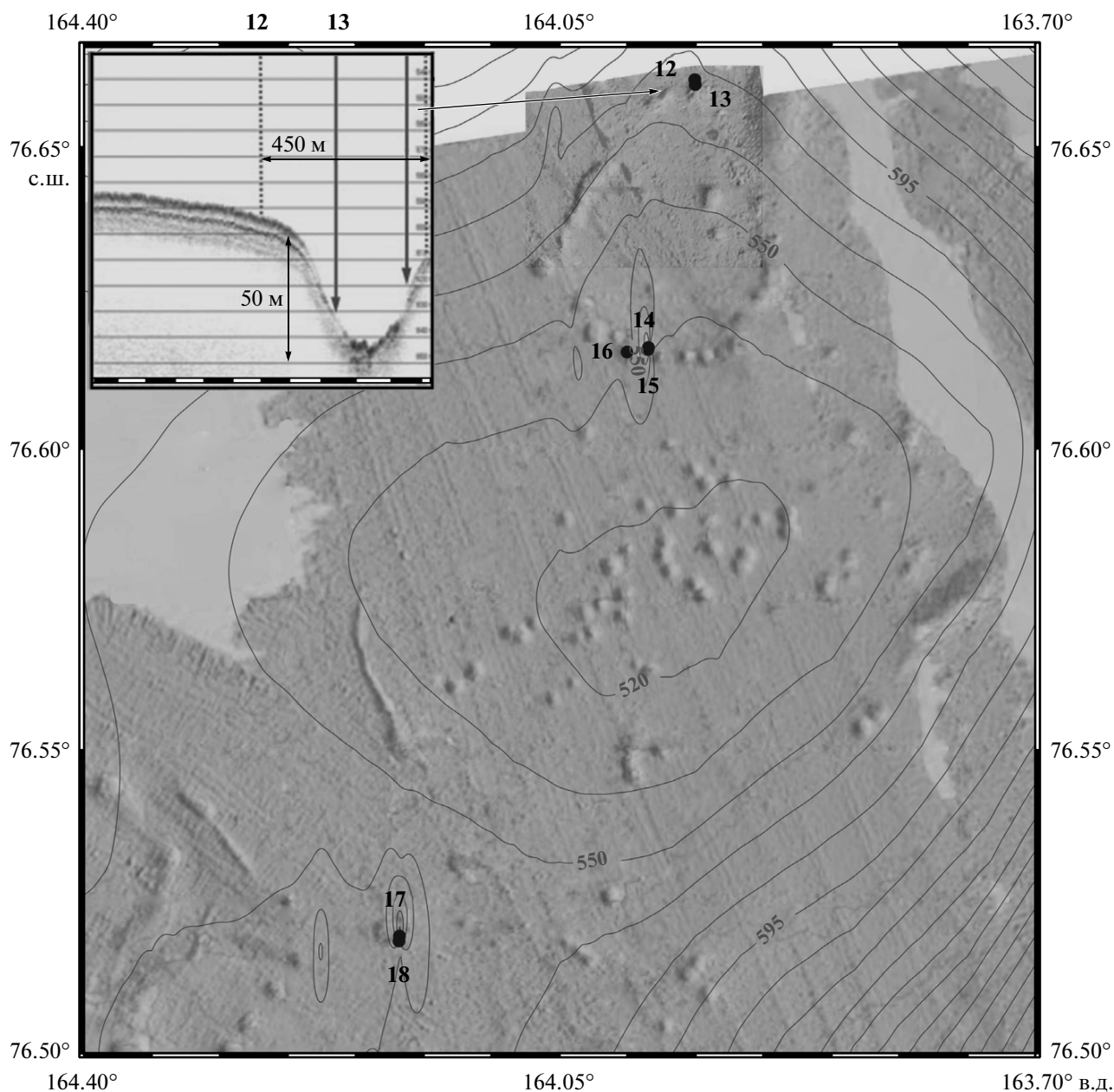


Рис. 2. Генерализованный рельеф дна района покмарков на Чукотском плато (изолинии по [32]) и особенности микрорельефа дна по данным детального картирования многолучевым эхолотом [25]. Черные кружки – места отбора колонок донных осадков.

На врезке – фрагмент записи придонного профилографа через воронку покмарка, в которой получены колонки 12 и 13 (стрелками показаны места их отбора) [10].

пересчет полученных содержаний элементов в зависимости от измеренной влажности осадка по следующей формуле:

$$C = C_u / (1 - W/100),$$

где C – содержание элемента в сухом осадке, C_u – полученные при измерении содержания элементов, W – объемная влажность осадка (%).

Определение концентрации $C_{\text{орг}}$ в пробах проводилось на приборе SHIMADZU TOC_{VCPN} с приставкой для сжигания твердых проб SSM-5000A. Для анализа брали сухие навески и сжигали в потоке высокочистого кислорода (99.995%). Содержание $C_{\text{орг}}$ определялось по разности общего ($C_{\text{общ}}$) и неорганического ($C_{\text{неорг}}$) углерода. Концентрацию $C_{\text{общ}}$ измеряли после сжигания навес-

ки при 905°C в присутствии смешанного катализатора (платина и оксид кобальта). Определяя содержание $C_{\text{неорг}}$, навеску сначала подкисляли фосфорной кислотой, а затем сжигали при 200°C.

Гранулометрический анализ выполнялся на анализаторе размерности частиц Analizette-22. Определение компонентного состава проб производилось путем изготовления и изучения микроскопических препаратов с полуколичественным определением основных осадкообразующих компонентов (обломочная, глинистая, биогенные карбонатная и кремнистая, пирокластическая, аутигенная и др.) [21].

Первичная подготовка проб для спорово-пыльцевого анализа проводилась по общепринятой сепарационной методике [14]. Большинство палиноморф с трудом диагностировалось из-за значительной степени минерализации их оболочек, что потребовало дополнительной обработки проб концентрированной соляной кислотой. Анализ состава палиноспектров осуществлялся на временных препаратах (глицериновая среда) с помощью микроскопа МИКМЕД-5 при увеличении в 720 раз.

На диатомовый анализ было отобрано 37 образцов через 5 см. Препараты были приготовлены для определения концентрации диатомей на 1 г воздушно-сухого осадка, для изучения качественного состава диатомей некоторые образцы (0–1, 29–30, 59–60, 69–70, 114–115, 174–175 см) были обогащены тяжелой калиево-кадмиевой жидкостью. Обработка образцов проводилась согласно стандартной методике [6].

Изотопный анализ углерода и кислорода карбонатов выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН с использованием высоковакуумной системы для разложения карбонатов в фосфорной кислоте [31] и изотопного масс-спектрометра MAT 253 (Thermo Fisher Scientific, Germany). Вес анализируемых образцов составлял около 5 мг. Измерения изотопного состава проведены относительно лабораторного стандарта, калиброванного по международным стандартам NBS-18, NBS-19 и IAEA-CO-8. Результаты измерений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ представлены в общепринятом виде:

$$\delta = (R_{\text{образец}}/R_{\text{стандарт}} - 1) \times 1000 (\text{‰}),$$

где $R_{\text{образец}}$ и $R_{\text{стандарт}}$ это отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ или $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в образце и стандарте, соответственно. Результаты измерений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ даны в отношении к международному стандарту VPDB. Погрешность определения величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (1σ) составляла 0.05‰ для лабораторного стандарта и 0.1‰ для образцов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Литостратиграфия и особенности состава осадков. На участке распространения покмарков были отобраны 7 колонок донных осадков максимальной длиной 2.6 м [1, 10]. Они вскрыли типичный для глубоководной котловины Северного Ледовитого океана разрез, представленный чередованием слоев осадков, сформировавшихся в ледниковые и межледниковые периоды [24, 33]. Это выражается в характерном обогащении осадков, накопившихся в относительно теплые межледниковые периоды и обогащенные биогенными карбонатами (фораминиферы) и, соответственно Ca, Mg, Sr, Mn, многими микроэлементами, материалом ледового разноса, и обеднении их органическим углеродом. Обычно эти отложения имеют коричневый или бурый цвет и сильно биотурбированы, в отличие от разделяющих их серых или желто-серых осадков [24, 34]. Кроме того в составе слоев осадков, накопившихся в относительно теплые периоды, выделяются горизонты, обогащенные обломочными карбонатами, что, как считает большинство исследователей [24, 28, 33], связано с айсберговым переносом обломочного вещества с Канадского архипелага. Наибольшее количество таких прослоев отмечается на хребте Норсвинд, к западу число прослоев и количество карбонатного материала в них уменьшается. По аналогии с Северной Атлантикой эти слои предлагается использовать для выявления периодов интенсивной деструкции ледникового щита на материке и в качестве литостратиграфических реперов [24]. Достоверные радиоуглеродные датировки по фораминиферам в западной Арктике были получены только для отложений верхних двух коричневых горизонтов В1 и В2. Они относятся соответственно к первой морской изотопной стадии (МИС) с датировками до 12.5 тыс. лет и МИС 3.1 с известными датировками от 31 до 48 тыс. лет [28, 30, 33]. Для разделяющего их горизонта серых и желтовато-серых осадков G1 известны датировки начала МИС 2 от 12.5 до 14.2 тыс. лет и конца МИС 3. Второй серый горизонт G2 большинством исследователей относится к МИС 3 (до 59 тыс. лет) либо включая самое начало МИС 4.

По литологическим особенностям осадков слои В1 и В2 (окисленные) в колонках из района покмарков подобны таковым в других колонках бордерленда Чукотского моря. Они представлены пелитами с высоким содержанием марганца, повышенной примесью песка и более крупного обломочного материала ледового разноса и содержат единичные раковины фораминифер (рис. 3). Осадки серых горизонтов G1 и G2 (восстановленные) также представлены пелитами, хотя имеют несколько более грубый гранулометрический состав за счет повышенного содержания алевроито-

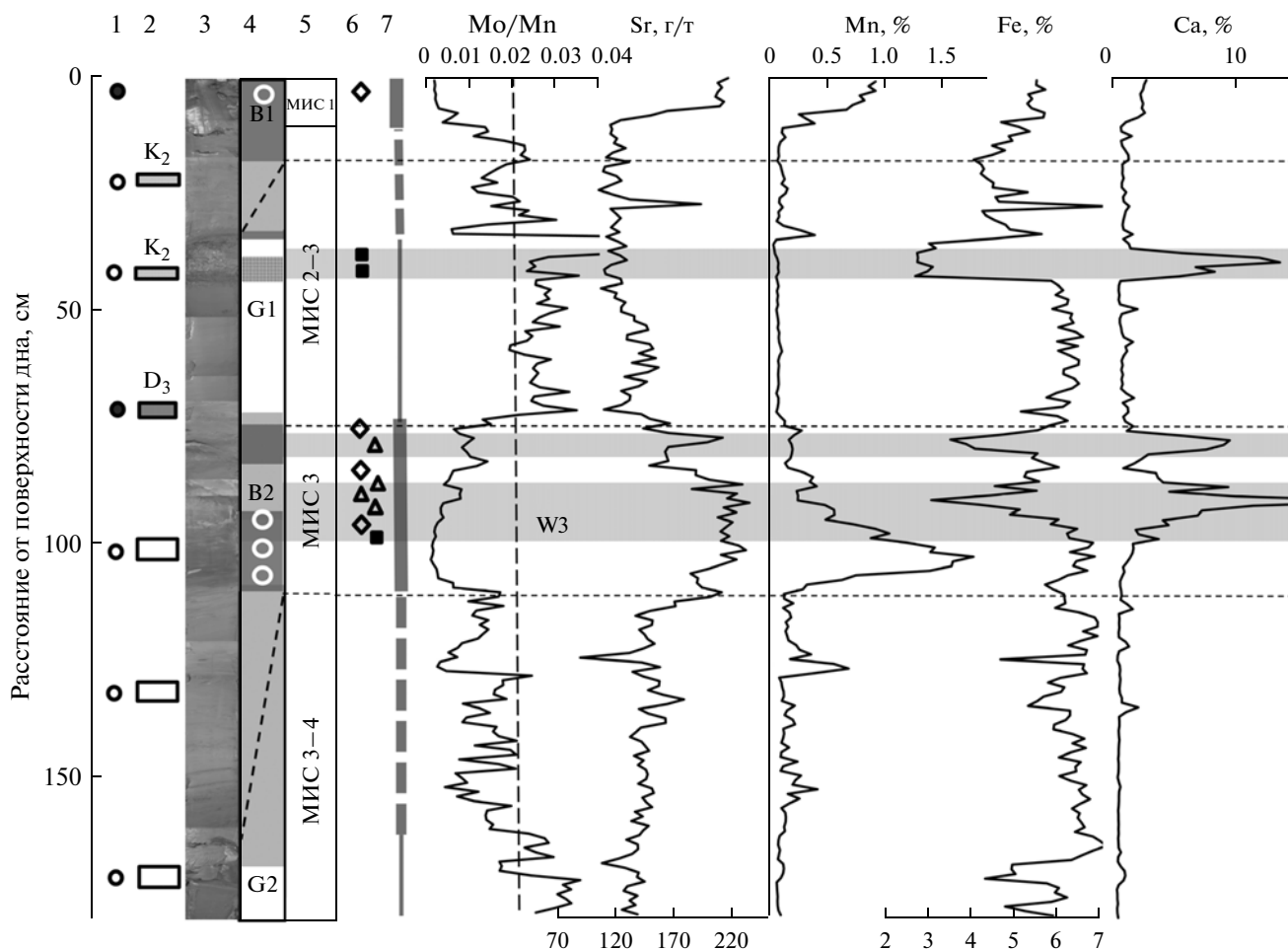


Рис. 3. Литолого-геохимическая характеристика осадков колонки 12 и элементы литостратиграфии (штриховыми линиями показаны границы слоев, точечной штриховкой выделены карбонатные прослои, W3 – горизонт обломочных карбонатов с возрастом около 40 тыс. лет, по [30]).

1 – места отбора образцов на количественный диатомовый анализ (незалитые кружки – остатки диатомовых водорослей не обнаружены, залитые – обнаружены); 2 – места отбора образцов на споро-пыльцевой анализ и его результаты: незалитые прямоугольники – споры и пыльца не обнаружены, прямоугольник со сплошной заливкой – палеозойский споро-пыльцевой комплекс, прямоугольники с поперечной штриховкой – меловой споро-пыльцевой комплекс; 3 – фотография колонки; 4 – литостратиграфические горизонты (B1, G1, B2, G2), цвет и другие характеристики осадка: темная заливка – бурый, коричневый; без заливки – серый, оливково-серый; светлая заливка – переходные разности осадков, либо неяснослоистое или линзовидное переслаивание коричневых и серых осадков; кружки – находки остатков бентосных фораминифер; штриховка – “комковатый” песчано-глинистый горизонт; косые линии – горизонты осадков с переслаиванием коричневых и серых осадков; 5 – возрастной интервал в соответствии с морскими изотопно-кислородными стадиями (МИС); 6 – места отбора образцов на изотопный анализ $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ валовых карбонатов и его результаты (см. табл. и рис. 4): залитые квадраты – группа 1, ромб – группа 2, треугольник – группа 3; 7 – реконструкция гидрохимических условий придонных вод: оксидные – жирная сплошная линия, аноксидные с сероводородным заражением – тонкая сплошная линия, чередование оксидных и аноксидных условий – штриховая линия.

вой фракции, но с меньшим содержанием песчаной примеси.

Особенностью изученных осадков, накапливающихся на склонах покмарков, является наличие прослоев с брекчиевидной текстурой и включением глинистых “окатышей” размером до 1 см в пелитовых осадках, обогащенных органическим углеродом [10]. Это отмечалось ранее и на других возвышенностях Американо-Тихоокеанского бассейна и интерпретировалось как признаки гравитационного

перемещения осадочных масс [29]. Имеется также точка зрения, что это могут быть отложения небольших грязевулканических потоков [10]. Брекчиевидные прослои часто отличаются высокой карбонатностью за счет присутствия мелкокристаллического кальцита и доломита неясного происхождения. В колонке 12 (рис. 3) прослой с брекчиевидной текстурой обогащен карбонатами и песчаным материалом. По мнению Логвиной с соавторами [10] этот горизонт в составе серого слоя G1 сформировался в результате переме-

ния и сортировки обломочного материала, поступившего со склонов покмарков.

В колонках, отобранных в воронках покмарков, по цвету осадков и некоторым литологическим параметрам выделяются два цикла смены условий осадконакопления [1, 10]. Наиболее детально они изучены в колонке 12 (рис. 3), где вариации содержаний марганца, кальция, стронция идентичны таковым в хорошо изученных колонках HLY0503-8JPC, P1-92AR-P25 [28], PS72/340-5 [24], O3M03 [33] фоновых районов. В колонке 12 выделяются коричневые горизонты В1 и В2, содержащие частично растворенные раковины фораминифер и резко обогащенные марганцем. Обогащение этих прослоев биогенным карбонатом отражается в распределении стронция и, частично, кальция. Распределение последнего в значительно большей мере зависит от примеси обломочных и, вероятно, диагенетических карбонатов. Большинство исследователей полагают, что прослой осадков, резко обогащенные карбонатами и, соответственно, кальцием, в колонках донных осадков амеразийского бассейна Арктики формировались при айсберговом разносе обломочных карбонатов из палеозойских толщ островов Канадского архипелага в периоды резко ускоренной деградации североамериканского ледникового щита в конце оледенений [30]. В колонке 12 выделяются три таких горизонта. Два из них входят в коричневый слой В2, и их можно коррелировать с горизонтом обломочных карбонатов W3 с возрастом 40 тыс. лет в колонке PS72/340-5 и в других колонках амеразийского бассейна Арктики [30]. В работе [24] этот же горизонт обломочных карбонатов обозначается как W2 с примерно тем же возрастом (МИС 3.1).

Таким образом, на основании литостратиграфической корреляции с хорошо изученными и датированными колонками максимальный возраст осадков, вскрытых колонкой 12, может быть определен как конец МИС 3, возможно, начало МИС 4 – не более 60–65 тыс. лет. Выделяемые в разрезе слои осадков G1 и G2, обедненные биогенными карбонатами и марганцем, могут быть сопоставлены с периодами оледенений в Северной Америке и Евразии, максимумы развития ледниковых покровов которых приходится на 15–25 и 50–65 тыс. лет назад соответственно [30]. Слои осадков В1 и В2 сформировались в межледниковья.

Во многих колонках из района покмарков стандартный для региона разрез верхнечетвертичных отложений осложняется наличием горизонтов (линз) неяснослоистых осадков, накопившихся в периоды быстрой смены редокс условий. Эти прослой не имеют отчетливых границ, и относятся, как правило, к серым горизонтам, накопившимся в холодные этапы (рис. 3). В них пре-

обладают серые и оливково-серые осадки, но на границах с коричневыми горизонтами в их составе появляются коричневые линзы и прослой.

Особенности химического состава осадков. Вариации содержаний химических элементов и некоторых литохимических модулей отражают два основных фактора – стратификацию осадков, выраженную в чередовании слоев, накопившихся в различных палеоклиматических условиях, и наличие горизонтов, обогащенных карбонатами. Все выявленные карбонатные прослой находятся в составе первого серого горизонта в колонках 12 (G1, рис. 3), 14, 15, 18 [1] либо ниже, но уже без видимой приуроченности к литостратиграфическим горизонтам. Максимальная карбонатность (45%) отмечена в колонке 16 [10]. Судя по содержанию кальция и единичным определениям в колонке 12 (рис. 3) она в отдельных горизонтах также может достигать таких величин. Наиболее богатые карбонатом осадки представлены осветленными бежевыми или светло-серыми илами. Судя по микроскопическим препаратам и рентгенофазовым анализам [10] карбонаты представлены микрористаллическими доломитом и кальцитом, хотя встречаются и более крупные агрегаты таких зерен. Многие из карбонатизированных прослоев несут следы растворения карбонатов вдоль границ с вмещающим осадком, в результате чего максимальная карбонатность отмечается в центре прослоев (рис. 3). Подобные прослой известны в осадках всех возвышенностей Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана [30].

Стратификация отложений определяет распределение марганца и стронция. Содержание стронция в данном случае намного корректнее, чем карбонатность осадков или содержание Са, отражает биогенное карбонатонакопление и первичную продуктивность, резко усиливавшиеся в теплые периоды [28]. Это связано с тем, что содержание стронция в биогенных карбонатах на порядок больше, чем в хемогенных или обломочных [27]. Хотя распределение кальция определяется, прежде всего, содержанием терригенных или хемогенных карбонатов, при детальном анализе распределения стронция и кальция в отдельных интервалах колонки 12 можно выделить слои, накопившиеся в условиях повышенной продуктивности и накопления биогенных карбонатных остатков (рис. 3). Например, в голоценовых осадках горизонта В1 (интервал 0–10 см) содержание кальция составляет 2.2–2.6%, а в нижележащих осадках горизонта G1 – 0.6–1.2%. Содержания стронция соответственно изменяются от 207–215 до 100–150 г/т.

Специфические условия осадконакопления фиксируются значениями индекса Mo/Mn. Этот показатель при значениях более 0.02 часто используется для выделения отложений, сформировавшихся в условиях сероводородного заражения

[17]. Это основывается на том, что в оксидных океанических условиях молибден и марганец накапливаются совместно, в восстановленных же в осадки поступает только молибден, а марганец накапливается в морской воде [24]. В современных условиях в Чукотском море такие осадки не выявлены [2, 3], но широко распространены в нижних частях горизонтов G1 и G2 колонки 12 (рис. 3). В горизонтах неясностойких осадков отмечается быстрая изменчивость значений Mo/Mn, хорошо отражающая чередование осадков различной степени аноксидности.

Изотопный состав карбонатов. Изотопный состав углерода, выделяющегося при разложении осадка фосфорной кислотой (таблица), свидетельствует о преобладании органических карбонатов, изотопия углерода которых обычно изменяется от -2 до $+2\text{‰}$ [5]. В пробах, использованных для анализов, при визуальном описании и изучении микроскопических препаратов установлено присутствие раковин фораминифер (рис. 3), изотопный состав углерода которых в этом климатическом поясе соответствует указанному пределу [18]. Но количество этих раковин весьма незначительно по сравнению с валовой карбонатностью, которая может достигать 35%, судя по содержанию кальция в изученных пробах (таблица). Изотопный состав кислорода валовых карбонатов осадков (от -0.3 до -6.6‰) также значительно облегчен по сравнению с органическими и аутигенными карбонатами, накапливающимися в этой климатической зоне. В Беринговом море изотопный состав кислорода раковин фораминифер изменяется от $+1.5$ до $+3.5\text{‰}$ [9, 18]. В аутигенных карбонатах из четвертичных осадков Охотского и Японского морей он также выше $+2.0\text{‰}$, и лишь в Восточно-Китайском и Южно-Китайском морях встречены диагенетические карбонаты с отрицательной величиной $\delta^{18}\text{O}$ [4]. Поэтому можно предполагать, что карбонаты изученных проб представлены смесью нескольких типов, среди которых могут быть органические (фораминиферы), терригенные (обломочные) и диагенетические (аутигенные). На диаграмме (рис. 4) по изотопному составу углерода и кислорода выделяются три группы проб. Группа 1 отличается наиболее легким составом изотопов углерода и кислорода и по этому показателю существенно отличается от современных органических карбонатов. Пробы с таким изотопным составом входят в слои с повышенным содержанием обломочных карбонатов (рис. 3), основным источником которых считаются палеозойские карбонаты, преимущественно доломиты, Канадского архипелага [30]. Можно предполагать, что именно это и определяет специфику их изотопного состава.

Группа 2 включает пробы с минимальной для изученных проб карбонатностью из поверхност-

ного слоя и из коричневого горизонта B2 (рис. 3). В этих пробах присутствуют раковины фораминифер, но судя по несколько более легкому изотопному составу углерода и кислорода, имеется также незначительная примесь терригенных карбонатов. Их наличие в виде обломков карбонатов в составе материала ледового разноса в осадках коричневых горизонтов, в том числе голоценовом, установлено в ряде колонок Чукотской котловины [30, 33, 34]. Источником их можно предполагать карбонатные палеозойские толщи на побережье Аляски и о. Врангеля.

Пробы, отнесенные к группе 3, по изотопному составу углерода и кислорода валовых карбонатов наиболее близки современным органическим карбонатам. Они отобраны в интервалах, резко обогащенных кальцием, что в пересчете на карбонат кальция дает содержание до 35%. Однако при изучении микроскопических препаратов и крупных фракций осадка биогенные карбонатные остатки выявлены в очень незначительных количествах. Кроме того, по содержанию стронция эти интервалы не отличаются от осадков коричневых горизонтов, но резко отличны по величине Ca/Sr (таблица). Эти особенности обусловлены, вероятно, присутствием диагенетических (аутигенных) карбонатов, источником углерода которых является растворенный органический известняк. Учитывая очень высокую карбонатность большей части разреза коричневого горизонта B2, можно предполагать, что источником материала для формирования диагенетических карбонатов были не только органические карбонаты самого слоя B2. Возможно имело место переотложение органических карбонатов из нижележащих осадков или палеозойских пород.

Микропалеонтологические исследования. В изученных колонках донных осадков микропалеонтологические остатки очень редки. В интервалах 0–1, 94–95, 99–100 и 104–105 см были отмечены единичные частично растворенные раковины бентических фораминифер. Во многих пробах наблюдаются редкие спикулы губок. В препаратах, приготовленных для подсчета диатомей на 1 г воздушно-сухого осадка, диатомовые водоросли установлены не были, за исключением интервала 0–1 см, где был единично отмечен пресноводный вид *Aulacoseira subarctica* (Müller) Harworth (фототаблица). При изучении обогащенных препаратов были обнаружены единичные диатомеи в интервалах 0–1 см и 69–70 см – морские, представленные преимущественно планктонными неритическими и океаническими видами, характерными для глубоководных районов моря. Виды *Actinocyclus curvatus* Janisch, *Shionodiscus latimarginatus* (Makarova) Alverson, Kang et Theriot, *Thalassiosira latimarginata* Makarova, *Th. gravida* Cleve, обнаруженные в интервале 69–70 см, обычны для осадков плиоцена-

Изотопный состав карбонатов донных осадков различных интервалов колонки 12

Интервал, см	Группа	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$, ‰	Ca, ppm	Sr, ppm	Ca/Sr
37–39	1	–1.1	–5.1	86000	117	734
40–43	1	–1.1	–5.1	67000	111	605
96–99	1	–1.0	–6.6	24000	214	112
Среднее	1	–1.1	–5.6	59000	147	484
1–6	2	–0.3	–2.1	23000	210	110
76–78	2	–0.6	–4.2	74000	188	394
84–87	2	–0.3	–3.4	36000	192	188
93–96	2	–0.3	–2.9	50000	217	231
Среднее	2	–0.4	–3.2	45750	201	231
79–80	3	0.4	–1.3	74000	164	451
87–89	3	0.2	–1.9	69000	206	334
89–92	3	0.6	–0.3	146000	225	650
92–93	3	0.1	–1.6	71000	212	335
Среднее	3	0.3	–1.3	90000	202	443

голоцена окраинных морей северо-востока Азии. Характерных арктических видов в изученных осадках не выявлено. Присутствуют кайнозойские переотложенные виды, вымершие в неогене: *Puxidicula zabelinae* (Jousé) Makarova et Moiseeva, *Actinocyclus ingens* Rattray.

В пробах, отобранных на палинологический анализ из нижней части колонки 12 (рис. 3), палиноморфы не обнаружены. Обильные споры и пыльца в хорошей сохранности содержались в пробах 69–70, 39–40, 19–20 см. Таксономический состав палиноспектров в интервалах 39–40 и 19–20 см сходен и может считаться единым палинокомплексом. Для него характерно почти равное соотношение спор (в среднем 54.6%) и пыльцы голосеменных (45.4%). В палинокомплексе среди споровых доминируют споры папоротникообразных, сближаемых с циатейными и диксониевыми (*Cyathidites australes*, *C. minor*, *Leiotriletes* spp., *Concavisorites junctus*) и с глейхениевыми (*Gleicheniidites laetus*, *G. circinioides*, *G. carinatus*, *G. conflexa*, *Plicifera delicata*). Им сопутствуют споры близких к схизейным папоротникам (*Cicatricosisporites dorogensis*, *C. multicosata*, *C. exilis*, *Appendicisporites* sp., *Klukisporites variegates*, *Concavissimisporites asper* и *Impadecispora apiverrucata*). Реже встречаются чистоустовые (*Osmundacidites wellmanii*, *O. nicanicus*) и кочедыжниковые (*Laevigatosporites ovatus*, *L. ovoideus*, *L. sp.*), мохообразные (*Stereisporites antiquasporites*), плауновидные (*Retitriletes subrotundus*, *Leptolepidites verrucatus*). В составе голосеменных велико участие пыльцы близких к сосновым (*Alisporites similis*, *A. bilateralis*, *Piceapollenites* sp., *Pinuspollenites*, *Cedripites parvisaccatus*, *Coniferales* spp.), многоплодниковым (*Podocarpidites el-*

lipticus, *P. sp.*) и кейтониевым (*Vitreisporites oncodes*) – в сумме свыше 30%. В качестве сопутствующих встречаются пыльца *Ginkgoacadophytus* (от 5.5 до 12.8%) и виды, близкие к таксоидиевым (*Taxodiaceapollenites hiatus*, *T. sp.*, около 8.3%). Встречается пыльца *Araucariacidites* sp. (3.5%), *Classopollis classoides* (менее 1%). По таксономическому составу описанный палинокомплекс сходен с таковыми палинозоны *Rouseisporites laevigatus-Gleicheniidites* [12], относимой к раннему мелу (аптский век).

Исключительный интерес представляет палиноспектр из осадков интервала 69–70 см. В нем относительно велико (24 таксона) таксономическое разнообразие палиноморф. В их составе определены: *Archaeozonotriletes nanus*, *A. echinatus*, *A. extensis*, *A. latispinus*, *Apiculatisporites mirus*, *Anulatisporites*

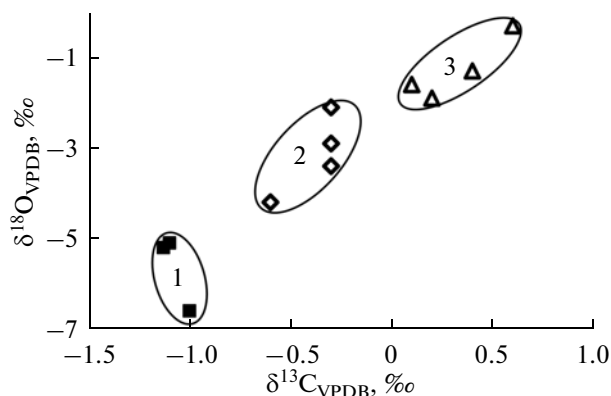
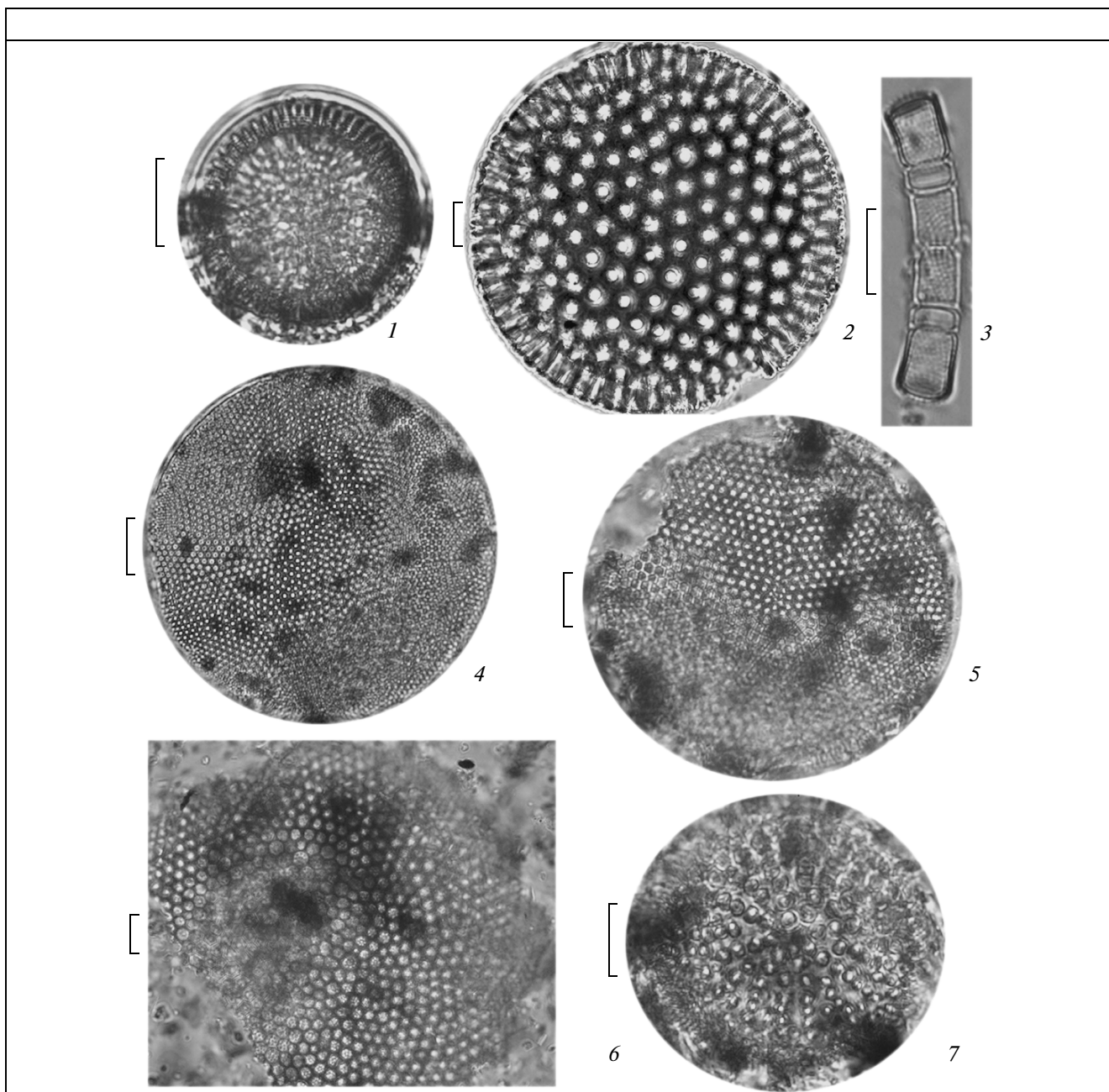


Рис. 4. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов осадков различных интервалов колонки 12 (см. пояснения в тексте).



Фототаблица. Диатомеи из осадков колонки 12.

1–3 – интервал 0–1 см, 4–7 – интервал 69–70 см. Масштабная линейка 10 мкм.

1 – *Pyxidicula zabelinae* (Jousé) Makarova et Moiseeva, 2 – *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg, 3 – *Aulacoseira subarctica* (Müller) Harworth, 4 – *Actinocyclus curvatulus* Janisch, 5 – *Shionodiscus latimarginatus* (Makarova) Alverson, Kang et Theriot, 6 – *Coscinodiscus asteromphalus* Ehrenberg, 7 – *Actinocyclus ingens* Rattray.

irregularis, *Stenozonotriletes simplex*, *S. facilis*, *S. rekognicus*, *Leiotriletes microrugosus*, *L. subintortus*, *Lycospora verriculifer*, *Lophozonotriletes rarituberculatus*, *L. grumosus*, *L. crassatus*, *Trachytriletes minutus*, *T. solidus*, *Trematozonotriletes aff. bialatus*, *Hymenozonotriletes denticulatus*, *Calamospora minutissima*, *Verrucosisporites rariverrucosus*. Палиноспектр беден в количественном

отношении – насчитано всего 53 экземпляра. Большинство таксонов представлены в спектре единичными зернами. Детальный анализ изученного спектра позволил выявить типичные для палинокомплексов франского яруса девона (возможно, раннего карбона) палиноморфы *Trachytriletes typicus*, *Leiotriletes microrugosus*, *Verrucosisporites rariverrucosus*,

Hymenozonotriletes denticulatus, *Stenozonotriletes simplex*, *Calamospora minutissima*, *Lophotriletes grumosus*, *Archeoperisaccus ovalis* [11, 13].

Таким образом, большинство из установленных в осадках колонки 12 микропалеонтологических остатков может быть отнесено к переотложенным. Источниками их могут быть осадочные толщи, известные в этом регионе (рис. 1), и обнажающиеся, очевидно, на бортах котловины покмарка: верхнемеловые-кайнозойские глинистые отложения, мезозойские песчано-глинистые отложения и палеозойские доломиты, известняки, кварцевые песчаники.

ОБСУЖДЕНИЕ

По морфологии, геологическим условиям локализации, геохимии и минералогии заполняющих осадков покмарки Чукотского плато наиболее близки подобным детально изученным формам на материковом склоне Атлантического океана у побережий Конго [19, 26] и Норвегии [22]. Они сформировались в точках пересечения полигональной сети разломов в осадочном чехле, концентрируясь в зонах наиболее крупных региональных структур. В осадочном чехле под ними прослеживаются акустические “столбы”, приуроченные к узлам пересечения полигональных разломов, по которым происходит миграция флюидов (дефлюидизация) различного происхождения, в том числе глубинного термогенного метана [19].

Важным для понимания истории формирования покмарков Чукотского плато представляется выявленное сероводородное заражение донных осадков в определенные периоды ледниковых/межледниковых циклов. Смена оксидных и аноксидных условий в это время отмечается во всей глубоководной части Амеразийского бассейна Арктики [24, 28, 30, 34], но сероводородные (эвксинные) обстановки ранее не отмечались. Возможно, более глубокая аноксия здесь была локальной, возникшей в котловине покмарка при ее углублении из-за ограниченного водообмена или поступления эндогенных бескислородных вод. Судя по значениям Mo/Mn (рис. 3) эти явления более характерны для периодов межледниковий. В это время уровень моря был значительно ниже современного, материковое обрамление Арктической котловины, включая шельфы, было занято покровными ледниками, а вся котловина покрыта круглогодичными льдами [30]. В связи с этим понятным становится отсутствие микрофаунистических и микрофлористических остатков в осадках этого времени. Продуктивность планктона была минимальной из-за отсутствия свободного доступа света и недостатка кислорода, бентосные микроорганизмы не выживали в условиях сероводородного заражения, споры и пыльца не попадали в воду и осадки из-за сплошного ледя-

ного покрова. Сероводородные условия существовали не во все время накопления горизонтов G1 и G2. Горизонты неяснослоистых осадков в их верхних частях с повышенным содержанием марганца накапливались, вероятно, в условиях сезонного ледяного покрова, при становлении которого ежегодно или в наиболее теплые годы происходила вентиляция глубинных вод.

Весьма интересен вопрос о карбонатных прослоях отмечаемых как в колонке 12 (рис. 3), так и в других колонках, отобранных в воронках покмарков [1, 10]. Они имеют общую карбонатность до 45%, карбонаты представлены микрокристаллическими кальцитом и доломитом. Подобные прослои, но меньшей мощности, известны в осадках всех возвышенностей Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана [28, 30, 34] и обычно определяются как обломочные карбонаты, вынесенные ледниками Канадского архипелага, а затем айсбергами. В некоторых случаях предлагается рассматривать эти прослои как стратиграфические реперы [28] и выделять их по содержанию кальция в осадках. Для изученного возрастного интервала осадков наиболее распространенным является прослой W3 с ориентировочным возрастом 40 тыс. лет. В колонке 12 этому прослою соответствует, вероятно, нижний карбонатный интервал 85–95 см. Верхняя его часть и залегающий выше карбонатный горизонт в интервале 76–82 см находится уже на границе с восстановленными осадками, и для них отмечаются корреляция со стронцием и специфический изотопный состав кислорода и углерода. Это позволяет предположить смешанный генезис карбонатов за счет диагенетического, формирующегося из биогенного, карбоната осадков и переотложения обломочного карбоната. Горизонты диагенетических карбонатов сильно биотурбированы, что говорит о формировании их в поверхностном слое осадка.

Особый интерес представляет граница горизонтов B2 и G1, в конце МИС 3, когда началась смена межледниковых условий на ледниковые. В это время оксидные обстановки в придонных водах сменились резко восстановительными с сероводородным заражением, а в осадках появились переотложенные микропалеонтологические остатки из пород различного возраста. Последнее может служить свидетельством достаточно резкого углубления воронки покмарка, в результате чего обнажились и начали разрушаться породы, слагающие ее борта (рис. 5). При этом в четвертичные осадки начали поступать диатомеи из кайнозойских преимущественно глубоководных морских отложений, споры и пыльца из мезозойских и палеозойских прибрежно-морских и континентальных. В это время значительно изменились и внешние условия. Относительно теплый период с сезонным ледяным покровом и хорошо вентилируемыми водами сменился похолоданием с понижен-

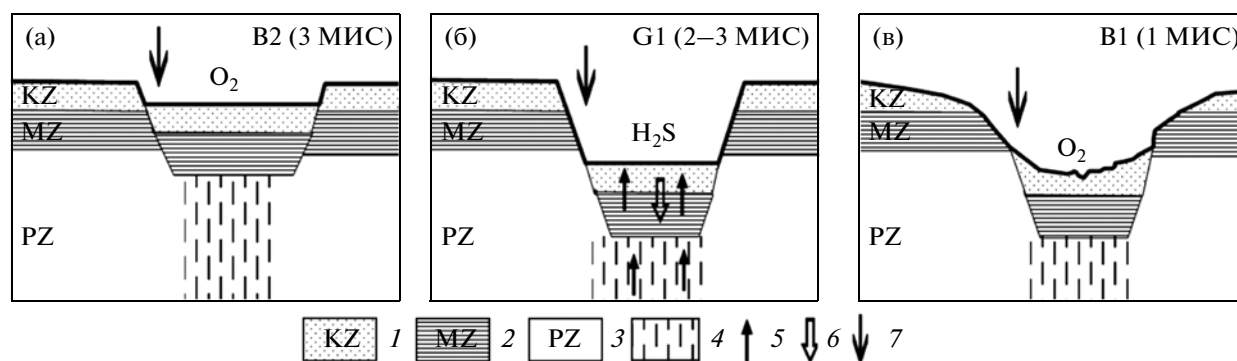


Рис. 5. Модель флюидодинамики и развития воронки покмарка в ледниковую (б) и межледниковую (а, в) стадии (O_2 и H_2S — оксидные и аноксидные сероводородные условия в придонных водах).

1–3 — кайнозойские, мезозойские и палеозойские отложения, соответственно, в составе осадочного чехла; 4 — вертикальная флюидопроницаемая зона на пересечении полигональных разломов; 5 — направление миграции флюидов; 6 — погружение днища воронки; 7 — место отбора колонки 12.

ем уровня моря (по разным оценкам на 80–140 м), установлением круглогодичного ледяного покрова, стратификацией водной массы с появлением аноксидных и эксинных придонных вод.

Причины углубления покмарка и конце периода формирования горизонта B2 или в начале формирования горизонта G1 неясны. Полученные сведения указывают, что в это время имела место миграция к поверхности каких-то глубинных вод, возможно повышенной температуры. Не исключена возможность реализации этого механизма по типу грязевого вулкана с выбросом на поверхность дна ограниченного количества грязе-вулканической брекчии, следы которой отмечены в нескольких отобранных колонках [10], либо термокарстовые или, даже, карстовые процессы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При изучении состава донных осадков, накопившихся за последние 60–65 тыс. лет в воронке одного из покмарков Чукотского плато, установлены следующие особенности:

- состав осадков и последовательность слоев в общем виде подобны осадкам, накапливающимся на поверхности возвышенностей и котловин бордерленда Чукотского моря; выделяются два цикла осадконакопления, соответствующие крупным климатическим событиям плейстоцен-голоцена, представленные слоями различных по составу и свойствам осадков;

- специфической особенностью является наличие прослоев и горизонтов осадков с признаками гравитационного перемещения;

- геохимические особенности осадков свидетельствуют о резко контрастных гидрохимических условиях придонных вод в воронках покмарков: оксидные — в теплые периоды с высоким положением уровня моря; аноксидные и с сероводород-

ным заражением — в холодные периоды с низким положением уровня моря;

- микропалеонтологические остатки в четвертичных осадках покмарков представлены переотложенными формами, характеризующими палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения, обнажавшиеся, вероятно, в бортах покмарков в различные стадии их формирования; синхронные формы практически отсутствуют, что явилось следствием существования постоянного ледяного покрова, особенно в ледниковые этапы, и сероводородного заражения придонных вод;

- наиболее заметные изменения в составе осадков и их микропалеонтологической характеристике произошли в конце МИС 3 (около 25–35 тыс. лет назад).

Полученные данные, с учетом имеющихся сведений по морфологии, современной флюидодинамике и строению осадочной толщи позволяют сопоставить покмарки Чукотского плато с подобными крупными воронкообразными формами других районов Мирового океана и обосновать формирование их в результате действия пульсирующих флюидных потоков. Последний период относительно активной дефлюидизации, когда сформировался современный рельеф изученных покмарков, происходил 30–15 тыс. лет назад.

Авторы благодарят К. Крэйна, Г.А. Черкашева, Е.А. Логвину, Д.А. Коршунова за помощь в организации и проведении экспедиционных работ.

Работа выполнена в рамках российско-американского проекта долгосрочного мониторинга Арктики RUSALCA и при финансовой поддержке проекта РФФИ ГФЕН (гранты №12-05-91167 и №41211120173).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахов А.С., Босин А.А., Колесник А.Н. и др. Геологические исследования в Чукотском море и прилегающих районах Северного Ледовитого океана в экспедиции RUSALCA-2009 // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 6. С. 110–116.
2. Астахов А.С., Колесов Г.М., Дударев О.В. и др. Благородные металлы в донных осадках Чукотского моря // Геохимия. 2010. Т. 48. № 12. С. 1289–1301.
3. Астахов А.С., Ван Рудзян, Крэйи К. и др. Литохимическая типизация обстановок полярного осадконакопления (Чукотское море) методами многокомпонентного статистического анализа // Геохимия. 2013. Т. 52. № 4. С. 303–325.
4. Астахова Н.В. Аутигенная минерализация в верхнекайнозойских отложениях дальневосточных морей. Владивосток: Дальнаука, 2007. 244 с.
5. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.
6. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. 1. Л.: Наука, 1974. 403 с.
7. Дмитриевский Н.Н., Ананьев Р.А., Либина Н.В., Росляков А.Г. Сейсмоакустические исследования верхней осадочной толщи и рельефа морского дна в морях Восточной Арктики в 57-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик М.А. Лаврентьев” // Океанология. 2012. Т. 52. № 4. С. 617–620.
8. Кабаньков В.Я., Андреева И.А. О геологической истории глубоководной части Американо-Северной суббассейна // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / Под. ред. Иванова В.Л. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 293–305.
9. Леин А.Ю., Кравчишина М.Д., Политова Н.В. и др. Трансформация взвешенного органического вещества на границе вода-дно в морях российской Арктики (по изотопным и радиоизотопным данным) // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 115–127.
10. Логвина Е.А., Матвеева Т.В., Гладыш В.А., Крылов А.А. Комплексные исследования покмарков на Чукотском плато // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 2 (88). С. 45–54.
11. Маницурова В.Н. Биостратиграфия пограничных отложений среднего и верхнего франа Волгоградского Поволжья // Проблемы современной палинологии. Материалы XIII Российской палинологической конференции. Т. 1. Сыктывкар: ИГ Коми научный центр УрО РАН, 2011. С. 162–168.
12. Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.
13. Минина О.Р., Неберкутина Л.Н., Аристов В.А. Палинологическая характеристика девон-каменноугольных отложений Удино-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Проблемы современной палинологии. Материалы XIII Российской палинологической конференции. Т. 1. Сыктывкар: ИГ Коми научный центр УрО РАН, 2011. С. 184–187.
14. Пыльцевой анализ / Под ред. Криштофовича А.Н. М.: Госгеолтехиздат, 1950. 571 с.
15. Саломатин А.С., Юсупов В.И. Акустические исследования газовых “факелов” Охотского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 5. С. 911–919.
16. Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И. Тектоника и нефтегазоносность Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 443–460.
17. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1991. № 12. С. 74–82.
18. Чеховская М.П., Басов И.А., Мамуль А.Г. и др. Планктонные фораминиферы: изменение видового состава и продуктивность в южной части Берингова моря в позднем плейстоцене и голоцене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 108–122.
19. Gay A., Lopez M., Berndt C., Seranne M. Geological controls on focused fluid flow associated with seafloor seeps in the Lower Congo Basin // Marine Geology. 2007. V. 244 (1–4). P. 68–92.
20. Grantz A., Clark D., Phillips R., Srivastava S. Phanerozoic Stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin and the geometry and timing of rifting in the Amerasia Basin, Arctic Ocean // Geol. Soc. Amer. Bull. 1998. V. 110. № 6. P. 801–820.
21. Holler P. Arbeitsmethoden der marinen Geowissenschaften. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag, 1995. 150 p.
22. Hustoft S., Bunz S., Mienert J. Three-dimensional seismic analysis of the morphology and spatial distribution of chimneys beneath the Nyegga pockmark field, offshore mid-Norway // Basin Res. 2010. V. 22. № 4. P. 465–480.
23. Judd A., Hovland M. Seabed Fluid Flow, the impact on geology, biology and the marine environment. Cambridge University Press, 2007. 475 p.
24. März C., Stratmann A., Matthiessen J. et al. Manganese-rich brown layers in Arctic Ocean sediments: Composition, formation mechanisms, and diagenetic overprint // Geoch. et Cosmoch. Acta. V. 75. № 23. P. 7668–7687.
25. Mayer L.A., Armstrong A.A. U.S. Law of the Sea Cruise to Map the Foot of the Slope and 2500-m Isobath of the U.S. Arctic Ocean Margin. Cruise Report for 2007. University of New Hampshire (UNH), Center for Coastal and Ocean Mapping (CCOM) / Joint Hydrographic Center (JHC), Durham, NH, 2007. 182 p.
26. Nothen K., Kasten S. Reconstructing changes in seep activity by means of pore water and solid phase Sr/Ca and Mg/Ca ratios in pockmark sediments of the Northern Congo Fan // Marine Geology. 2011. V. 287. P. 1–13.
27. Parra M., Puechmaille C., Carruesco C. Strontium as a marker of the origin of biogenic and terrigenous materials and as a hydrodynamic tracer in the deep-sea North Atlantic area // Chemical Geology 1981. V. 34 (1–2). P. 91–102.
28. Polyak L., Bischof J., Ortiz J. D. et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // Global Planet. Change. 2009. V. 68. P. 5–17.

29. *Stein R., Drachev S., Fahl K. et al.* Marine geological investigations // Reports on Polar Res. 1999. V. 308. P. 30–75.
30. *Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al.* Towards a Better (Litho-) Stratigraphy and Reconstruction of Quaternary Paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // Polarforschung. 2010. V. 79 (2). P. 97–121.
31. *Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Gorbarenko S.A.* Carbon and oxygen isotope microanalysis of carbonate // Rapid communications in mass spectrometry. 2009. V. 23. P. 2391–2397.
32. The GEBCO_08 Grid, version 20081212, <http://www.gebco.net>.
33. *Wang R.J., Xiao W.S., Li W.B., Sun Y.C.* Late Quaternary ice-rafted detritus events in the Chukchi Basin, western Arctic Ocean // Chinese Sci. Bull. 2009. doi: 10.1007/s11434-009-0424-8.
34. *Wang R., Xiao W.S., März C., Li Q.* Late Quaternary paleoenvironmental changes revealed in multi-proxy records from the Chukchi Abyssal Plain, western Arctic Ocean // Global and Planetary Change. 2013. V. 108. P. 100–118.

Possible Conditions and Time of the Chukchi Plateau Pockmark Foramation

**A. S. Astakhov, V. S. Markevich, A. N. Kolesnik, Wang Rujian, V. V. Kononov,
M. S. Obrezkova, A. A. Bosin**

The investigation of the surface sediments accumulated in the last 60–65 kyr period in the Chukchi Plateau pockmark craters reveals that the sediment structure and their lithostratigraphy are similar to the background ones. Specific features are sediment interlayers and levels with gravitational transition marks, carbonate mineralization and some indicators of their accumulation in the hydrosulphuric contaminated conditions. The pockmark sediments accumulated during the glacial periods include redeposited micropaleontologic forms typical to the Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic sediments outcropped at the pockmark borders. We conclude that pockmark formation is under the influence of pulsating fluid flows. The contemporary relief of studied pockmarks was formed in the last period of active defluidization (35–20 kyr).