

МОРФОЛОГИЯ ПОКМАРОК НА ШЕЛЬФЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ И ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЕЕ ФАКТОРЫ

А.П. Денисова¹, Е.А. Еременко², Е.А. Мороз³, А.В. Кохан⁴, Е.А. Сухих⁵,
Р.А. Ананьев⁶, С.Ю. Соколов⁷

^{1-4,7} Геологический институт РАН, лаборатория геоморфологии и тектоники дна океанов

² Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, кафедра геоморфологии и палеогеографии

⁵ Геологический институт РАН, лаборатория тепломассопереноса

⁶ Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, лаборатория сейсмостратиграфии

¹ Мл. науч. сотр.; e-mail: anden6900@gmail.com

² Доц., канд. геогр. наук; e-mail: eremenkoeaig@gmail.com

³ Ст. науч. сотр., канд. геол.-минерал. наук; e-mail: morozzea@gmail.com

⁴ Мл. науч. сотр., канд. геол.-минерал. наук; e-mail: kkkkk1987@mail.ru

⁵ Науч. сотр.; e-mail: sukhikh_ea@mail.ru

⁶ Ст. науч. сотр.; e-mail: corer@mail.ru

⁷ Гл. науч. сотр., д-р геол.-минерал. наук; e-mail: sysokolov@yandex.ru

По результатам комплексных геолого-геофизических работ, выполнявшихся в ходе 38, 52, 56-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов» и 51-го рейса НИС «Академик Борис Петров», проведено исследование флюидогенного рельефа на пяти полигонах в юго-восточной части шельфа Баренцева моря. На цифровых моделях рельефа дна, полученных в результате многолучевой батиметрической съемки, выявлено 2218 покмарок, диаметр которых изменяется в широких пределах – от первых десятков метров до 250 м, а глубина – от 0,2 до 7,8 м. Выполнен морфометрический анализ: проанализирована связь площади, глубины и формы поперечного профиля покмарок с физико-географическими условиями (тектоническое строение, литология четвертичных отложений, фоновый рельеф, гидрологические условия). В распространении покмарок и других проявлений дегазации прослеживается приуроченность к разломной сети, где тектонические нарушения выступают путями подъема флюидов на поверхность из газонасыщенных отложений преимущественно мезозойского возраста, что доказывает глубинное происхождение флюидов. Тектоническая структура территории также находит свое отражение во взаимном расположении покмарок внутри полигонов: очаги повышенной плотности расположения форм отмечаются вблизи разломных зон и в понижениях, имеющих, вероятно, тектоническое происхождение. Установлено, что морфология покмарок определяется в первую очередь литологическим составом приповерхностных четвертичных отложений. Крупные формы с корыто- и U-образным профилем чаще встречаются в районах распространения супесчаных и песчаных отложений, мелкие формы с V-образным поперечным профилем приурочены к ареалам распространения более плотных глинистых отложений. Высказано предположение, что наиболее глубокие покмарки встречаются на участках, которые в недавнем прошлом были покрыты ледниковыми покровами, что может быть связано с активизацией дегазации после снятия ледниковой нагрузки. Значительное влияние на изменение морфологии покмарок оказывают современные экзогенные субаквальные процессы. Под воздействием склоновых процессов происходит усложнение поперечного профиля покмарок, проявляющееся в виде асимметрии и микроступенчатости, а влияние придонных течений приводит к удлинению форм.

Ключевые слова: дегазация, флюидогенный рельеф, многолучевое эхолотирование, сейсмоакустическое профилирование, морфометрический анализ

DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.80.2.8

ВВЕДЕНИЕ

В шельфовых зонах морей Мирового океана широкое распространение имеет процесс дегазации – подъем флюидов через осадочный чехол к поверхности дна и в водную толщу. Участвующие в этом процессе газы имеют различную природу: выделяются газы неорганического и органического происхождения, а также специфического – газогидратно-

го [Judd, Novland, 2007]. Среди газов органического происхождения наиболее распространенным является метан, что было продемонстрировано геохимическими исследованиями в акваториях Мирового океана [Рокос, 2009; Шнюков, Топачевский, 2019]. В шельфовой зоне Баренцева моря ключевой составляющей дегазации является метан глубинного происхождения. Источниками миграции флюидов

могут выступать как юрско-меловые коллекторы углеводородов, так и породы нижележащих комплексов [Ступакова, 2011; Соколов и др., 2021].

Активное газопроявление в регионе исследований отмечается как в виде аномалий в осадочном чехле и водной толще, так и в виде флюидогенного рельефа на поверхности дна, представленного преимущественно покмарками (rockmarks) – изометричными блюдцеобразными понижениями. Существует несколько различных гипотез, описывающих механизм формирования покмарок, однако, большинство исследователей [Judd, Hovland, 2007; Миронюк, Росляков, 2019; Шнюков, Топачевский, 2019] придерживаются мнения, что эти воронки формируются в результате прорыва флюидов через толщу плотных донных осадков и взмучивания вещества с поверхности. Исследования в районах развития субаквальной мерзлоты [Бородкин и др., 2019] показывают, что в таких условиях покмарки могут представлять собой аналог воронок газового выброса, которые в последние годы обнаружены в ряде регионов криолитозоны [Богоявленский, 2014; Кизяков и др., 2015]. В таком случае покмарки являются вторичными формами, сформированными взрывами пингоподобных поднятий, давление флюидов под которыми достигло критических отметок.

Впервые покмарки были выявлены на континентальном шельфе Новой Шотландии в ходе батиметрической съемки с применением гидролокатора бокового обзора [King, McLean, 1970], а дальнейшие исследования позволили обнаружить аналогичные формы рельефа в различных регионах Мирового океана. Крупные области распространения покмарок выявлены на шельфе вдоль северной части восточного побережья Северной Америки [Andrews et al., 2010], в акватории Северного, Норвежского [Judd, Hovland, 2007], Балтийского, Черного морей [Рыбак, Ступина, 2019], в Бискайском и Гвинейском заливах [Judd, Hovland, 2007], в центральной и западной частях Средиземного моря [Шнюков, Топачевский, 2019], а также в акваториях морей Северного Ледовитого океана (Бофорта [Blasco et al., 2013], Карском [Миронюк, Росляков, 2019; Кохан и др., 2023], Лаптевых [Миронюк, Росляков, 2019], Восточно-Сибирском [Кохан и др., 2024], Чукотском [Логвина и др., 2011]). Важно отметить, что размеры обнаруженных покмарок в различных регионах изменяются в очень широких пределах. Наиболее крупные формы, имеющие диаметр до 900 м (в редких случаях более километра) при глубине в первые десятки метров, зафиксированы в Британской части акватории Северного моря, в Чукотском и Восточно-Сибирском морях. Наиболее мелкие формы, распространенные, например, в Норвежской части Северного моря и в прибрежной части шельфа моря Бофорта, имеют ди-

аметр в первые десятки метров и глубину в первые метры. В настоящее время не существует уверенного представления о времени существования покмарок на морском дне с момента окончания активной дегазации. Это обусловлено в первую очередь тем, что исследование покмарок с применением геофизических методов высокого разрешения началось относительно недавно, что не позволило накопить достаточно информации об эволюции этих форм. Однако исследования на месте прорыва газа при бурении в Северном море, где произошло образование покмарки с диаметром около 400 м и глубиной 31 м, показали, что с 1961 по 1995 г. глубина этой формы уменьшилась в два раза. Такие скорости заполнения форм могут свидетельствовать о том, что возраст выявленных покмарок не превышает сотни лет [Богоявленский, 2014]. Аналогичные предположения выдвигаются относительно покмарок на шельфе Баренцева моря, в которых практически не наблюдается заполнения современными морскими осадками, что говорит о позднеголоценовом возрасте образования этих форм [Мороз и др., 2020]. Однако в этом регионе обнаружены также частично и полностью погребенные покмарки, образование которых относится к периоду голоценового послеледникового потепления [Миронюк, Росляков, 2019].

Детальные исследования флюидогенных форм рельефа проводились в пределах юго-восточной и восточной частей Баренцева моря. Эта территория неоднократно перекрывалась покровным ледником в среднем и позднем плейстоцене [Svendsen et al., 2004], что обуславливает широкое распространение форм ледникового и водно-ледникового рельефа (моренные гряды, мегамасштабная ледниковая линейность, друмлины, роген-морены, камы, озы, подледниковые каналы и пр.) [Svendsen et al., 2004; Гусев и др., 2012; Batchelor et al., 2018]. В настоящее время рельеф шельфа Баренцева моря развивается под действием комплекса экзогенных (аккумуляция морских осадков, склоновые и ледовые процессы, деятельность придонных течений) и эндогенных процессов, а также процессов смешанного генезиса, к которым относится флюидогенное рельефообразование. Работы, посвященные признакам дегазации на Баренцево-Карском шельфе, также многочисленны [Judd, Hovland, 2007; Chand et al., 2012; Rise et al., 2015; Миронюк, Росляков, 2019], при этом в них нередко подчеркивается, что глинистые ледниковые отложения могут играть роль флюидоупора, препятствуя проникновению флюидов к поверхности дна. Целью выполненных работ являлось детальное изучение морфологии флюидогенных форм рельефа шельфа Баренцева моря и выявление связи между морфометрическими параметрами покмарок и основными геолого-географическими условиями акватории.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рельеф дна, а также строение верхней части разреза осадочного чехла в районе распространения флюидогенных форм изучались в рамках комплексных геолого-геофизических работ в ходе 38, 52, 56-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов» и 51-го рейса НИС «Академик Борис Петров» [Никифоров и др., 2019; Nikiforov et al., 2024]. Для детальных исследований было выбрано пять ключевых полигонов, сосредоточенных в пределах трех районов (рис. 1): район А к северо-востоку от полуострова Рыбачий (полигон № 1), район Б у северной оконечности Новой Земли (полигон № 2), район В у южной оконечности Новой Земли (полигоны № 3, 4 и 5). Полигон № 1 расположен на глубине 111–265 м на

западном склоне Нордкапско-Мурманского желоба. Полигон № 2 лежит в пределах плато Литке на глубинах от 240 до 364 м. Полигон № 3 расположен в днище Южно-Новоземельского желоба на глубинах от 165 до 175 м. Полигоны № 4 и 5 находятся в непосредственной близости друг от друга (на расстоянии порядка 10 км) в пределах северо-восточного склона Южно-Новоземельского желоба в диапазоне глубин от 61 до 210 м. Данные полигоны имеют весьма разнообразные геолого-геоморфологические условия (фоновый рельеф, строение и состав верхней части разреза донных отложений, тектоническую позицию) и параметры выявленных на них флюидогенных форм, что позволяет оценить вклад внешних факторов в морфологию покмарок (рис. 2).

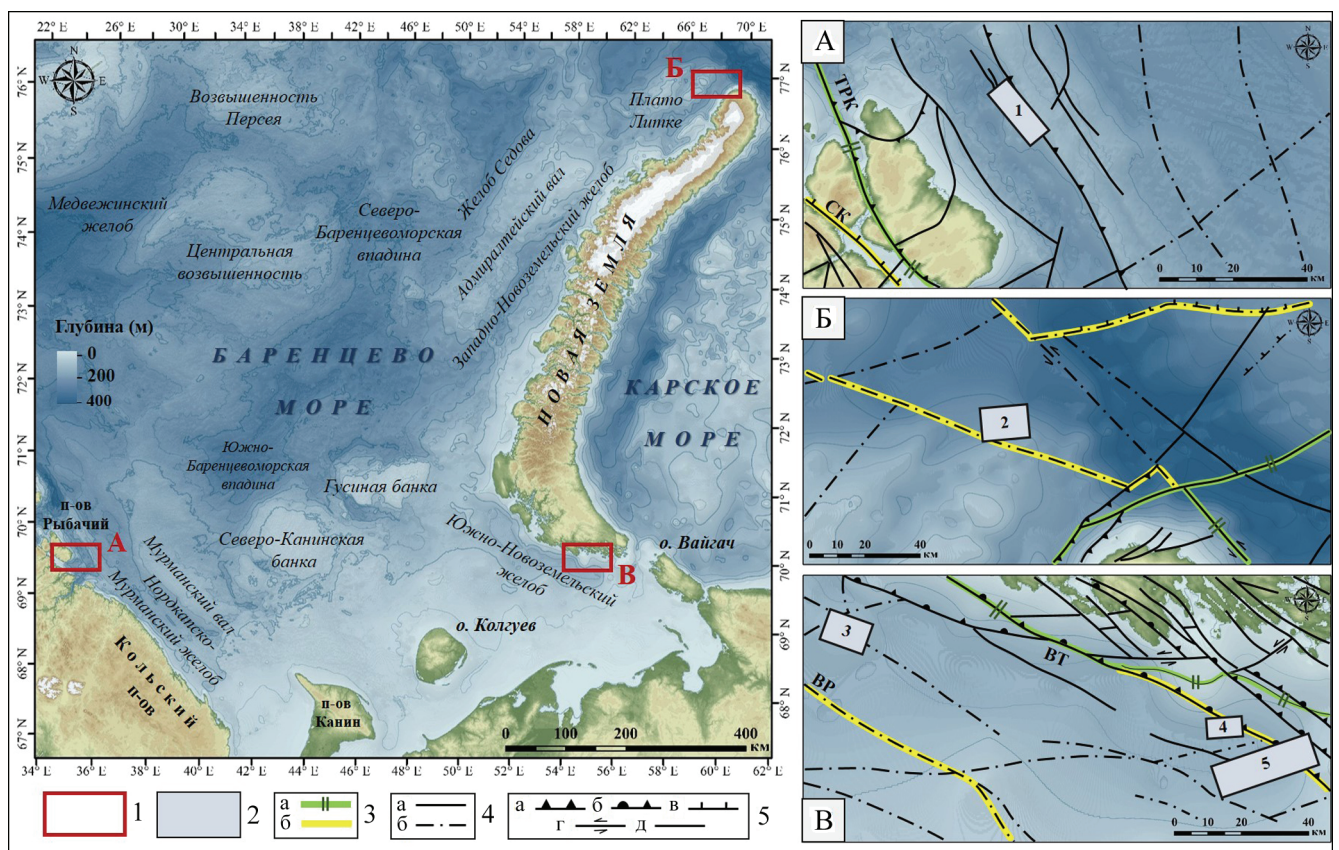


Рис. 1. Расположение полигонов исследования. Изобаты проведены по данным цифровой модели GEBCO_2014 [Weatherall et al., 2015], разломная сеть оцифрована по данным [Артюшков и др., 2020]:

Полигоны: А – № 1; Б – № 2; В – № 3–5; 1 – увеличенные фрагменты участков исследования; 2 – положение полигонов; 3 – границы (а – плит и складчатых систем; б – блоков земной коры); 4 – разрывные нарушения (а – выходящие на поверхность; б – скрытые в фундаменте и осадочном чехле); 5 – морфокинематическая характеристика разрывных нарушений (а – взбросы; б – взбросо-надвиги; в – сбросы; г – сдвиги; д – неустановленной морфологии); крупнейшие разломы: ТРК – Тролльфиорд–Рыбачий–Кильдин; СК – сброс Карпинского; ВР – Варандейский; ВТ – Вашуткино–Талотинский

Fig. 1. Survey polygon position. Isobaths are constructed based on DEM GEBCO_2014 [Weatherall et al., 2015], fault pattern is digitalized using data of [Artyushkov et al., 2020]:

Poligons: А – 1; Б – 2; В – 3–5; 1 – enlarged inserts of survey areas; 2 – survey polygon position; 3 – boundaries of (a – lithospheric plates and orogenic systems; б – crustal blocks); 4 – faults (a – at the surface; б – concealed in fundament and sediment cover); 5 – fault morphokinematic characteristics (a – reverse faults; б – thrust faults; в – normal faults; г – strike-slip faults; д – unknown morphology); largest faults: ТРК – Trollfjörd–Rybachiy–Kildin; СК – Karpinsky Normal Fault; ВР – Varandey; ВТ – Vashutkino-Talotinskiy

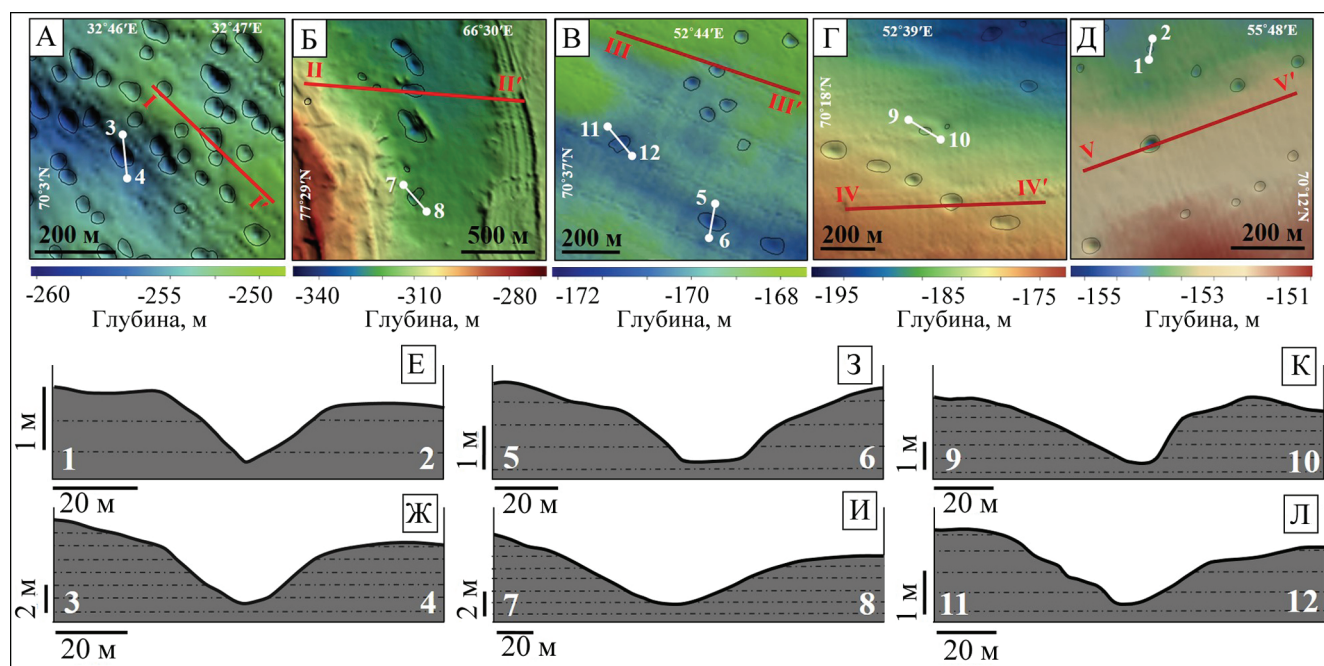


Рис. 2. Фрагменты цифровой модели рельефа полигонов (А – полигон №1; Б – полигон №2; В – полигон №3; Г – полигон №4; Д – полигон №5) с примерами характерных батиметрических профилей через покмарки (Е – покмарка с V-образным профилем; Ж – покмарка с U-образным профилем; З – покмарка с ящикообразным профилем; И – покмарка с корытообразным профилем; К – ассиметричная покмарка; Л – признаки смещения материала на склоне покмарки). Красным цветом на фрагментах цифровых моделей рельефа дна показаны линии сейсмоакустических профилей (рис. 3), белым – линии профилей по цифровой модели

Fig. 2. Fragments of the digital elevation model of polygons (А – polygon 1; Б – polygon 2; В – polygon 3; Г – polygon 4; Д – polygon 5) with typical bathymetric profiles across pockmarks (Е – V-shaped pockmark; Ж – U-shaped pockmark; З – box-shaped pockmark; И – tray-shaped pockmark; К – asymmetric pockmark; Л – traces of sediment displacement on the slope of a pockmark). The lines of seismoacoustic profiles are shown in red on the fragments of digital models of the bottom relief (Fig. 3), and the lines of profiles according to the digital model are shown in white

Для батиметрической съемки поверхности дна использовался гидроакустический комплекс RESON Seabat, включающий в себя: эхолот T50-R, систему позиционирования GPS, датчик движения и гироскоп Octans, стационарный датчик скорости звука в воде SVP 70. Для изучения верхней части осадочного разреза применялись непараметрический профилограф EdgeTech 3300 с частотой излучаемого сигнала 2–12 кГц и длиной импульса 20 мс, а также параметрический профилограф Parasound P35, который позволяет снимать в двух режимах: на низких 2,5 кГц (для осадочной толщи) и высоких 21 кГц (для водной толщи) частотах. Съемка на полигонах приводилась на параллельных галсах с эффективным перекрытием около 20% (после удаления краевых некондиционных отскоков), в зависимости от глубины съемки межгалсовое расстояние изменялось от 50 до 200 м для обеспечения сплошного покрытия площади полосами озвучивания.

На камеральном этапе обработка данных многолучевого эхолотирования выполнялась в программном пакете PDS2000 с построением цифровых моделей рельефа дна с пространственным разре-

шением 10 м и вертикальным – 0,1 м. Обработка сейсмических данных проводилась в программе Kingdom Software 8.3. В ходе интерпретации сейсмических разрезов пикировались акустические аномалии, связанные с дегазацией. В осадочном чехле они представлены яркими и плоскими пятнами, вертикальным акустическим освещением, прогибанием рефлекторов и газовыми трубами, в водной толще – корневыми и бескорневыми вертикальными аномалиями типа «факел», повышенной акустической мутностью [Judd, Novland, 2007; Соколов и др., 2021].

Для дальнейшего анализа морфологии покмарок на полигонах было проведено дешифрирование и оконтуривание флюидогенных форм рельефа в программной среде ArcGIS на основе цифровых моделей рельефа, полученных в результате батиметрической съемки. Для каждой покмарки определялись следующие морфометрические параметры: 1) глубина моря; 2) длина; 3) ширина; 4) удлиненность (ширина/длина) формы; 5) ориентация длинной оси формы (азимут); 6) относительная глубина; 7) поперечный профиль; 8) асимметрия склонов (есть/нет);

9) наличие признаков смещения осадка на склонах; 10) экспозиция наиболее крутого склона (азимут); 11) максимальная крутизна склонов; 12) расположение относительно других форм (одиночная, в цепочке или в группе); 13) азимут ориентации цепочек (для форм, собранных в цепочки); 14) площадь формы. Большая часть параметров извлекалась из шейп-файлов, содержащих выделенные флюидогенные формы в виде полигональных объектов, и ЦМР при помощи встроенных инструментов ПО ArcGIS версии 10.6. Для получения длины и ширины форм, а также азимута ориентации удлинённых форм применялся инструмент Minimum Bounding Geometry. Максимальная и минимальная глубина моря в пределах форм, их относительная глубина, а также наибольшая крутизна склонов выделялись с помощью инструмента Zonal Statistics. Часть параметров извлекалась из ЦМР в ручном режиме: поперечный профиль форм, асимметрия склонов и наличие признаков смещения осадка на склонах определялись путем построения профилей в ПО GlobalMapper; по ЦМР визуально оценивалось взаимное расположение форм.

Далее был проведен расчет минимальных, максимальных и средних значений, моды и медианы основных морфометрических показателей (длина, ширина, относительная глубина, коэффициент удлиненности форм, площадь); для ряда других показателей (азимут удлиненности форм, форма поперечного профиля, азимут наиболее крутого склона и др.) – рассчитана доля форм, имеющих то или иное значение параметра. Для оценки плотности покмарок в пределах ключевых полигонов использовался инструмент Kernel Density в ПО ArcGIS 10.6. Этот инструмент вычисляет плотность точечных объектов (в роли которых выступали центральные точки покмарок) вокруг каждой ячейки выходного растра. Применение такого подхода обосновано большой разницей в площадях между полигонами и неравномерностью расположения самих флюидогенных форм, что не позволяет корректно оценить их плотность расчетом плотности для полигонов в целом. Для каждого полигона также рассчитывался линейный коэффициент корреляции Пирсона между следующими параметрами: относительная глубина, площадь форм, длина форм, ширина форм, коэффициент удлиненности. При анализе полученных значений для оценки степени взаимосвязи параметров применялась шкала Чеддока [Орлов, 2020].

На заключительном этапе исследований выполнен анализ связи площади, глубины и формы поперечного профиля покмарок с составом и генезисом четвертичных отложений, а также составом поверхностных осадков. Для этого был использован инструмент Overlay (Intersect) в ПО ArcGIS 10.6, при

помощи которого для каждого из полигональных объектов, соответствующего выделенной на ЦМР форме, извлекались данные из ранее оцифрованных картографических материалов: карта распространения и мощности мерзлых пород [Соловьев, Гинсбург, 2004], схема тектонического строения региона [Шипилов, Верниковский, 2010], карты донеоплейстоценовых образований, четвертичных образований, прогноза нефтегазоносности, литологические ГГК (третьего поколения) в масштабе 1 : 1 000 000 [Костин, Орго, 2013; Пенедюк, 2013; Гусев, Костин, 2014; Радченко, 2014].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Выбор полигонов для детального исследования основывался на различиях в геолого-геоморфологических условиях флюидогенного морфолитогенеза. Полигон № 1 расположен на западном склоне Нордкапско-Мурманского желоба в пределах ледниковой равнины с отдельными участками крупных гряд и холмов с интенсивной экзарационной переработкой ледовыми процессами. На северо-западе полигона глубины значительно увеличиваются, выделяется область полого-наклонной морской равнины. Полигон № 2 находится в пределах плато Литке, на юге полигона рельеф представлен грядово-холмистой и пологоволнистой ледниковой равниной с флютинг-моренами и бороздами ледового выпаживания. В центральной и северной частях полигона донный рельеф значительно переработан флювиогляциальными потоками и на большой площади представляет собой зандровую равнину, осложненную схожими по морфологии с озами извилистыми грядами. Рельеф дна на полигоне № 3, расположенном в днище Южно-Новоземельского желоба, представлен холмисто-грядовой на юго-западе и холмисто-западинной на северо-востоке ледниковой равниной. В пределах полигона четко выделяются ледниковые гряды двух генераций: крупные гряды имеют юго-восточное простирание, перпендикулярно им располагается серия более мелких изогнутых в плане гряд. Полигоны № 4 и 5 лежат в пределах северо-восточного склона Южно-Новоземельского желоба. Фоновый рельеф на большей части этих полигонов представлен полого-наклонной морской равниной, однако в восточных частях выделяются участки денудационной волнистой равнины с отдельными отпрепарированными ледниковыми процессами (экзарацией) грядами юго-восточного простирания.

Литологический состав донных отложений также весьма неоднороден. На основе данных акустического профилирования (рис. 3) в верхней части осадочного разреза выделяются сейсмofации, интерпретация которых была дополнена материа-

лами с литологических карт [Костин, Орго, 2013; Пенедюк, 2013; Радченко, 2013; Гусев, Костин, 2014] и литературными данными по сейсмострати-

графическому расчленению разреза четвертичных отложений Баренцево-Карского бассейна [Костин, Тарасов, 2011].

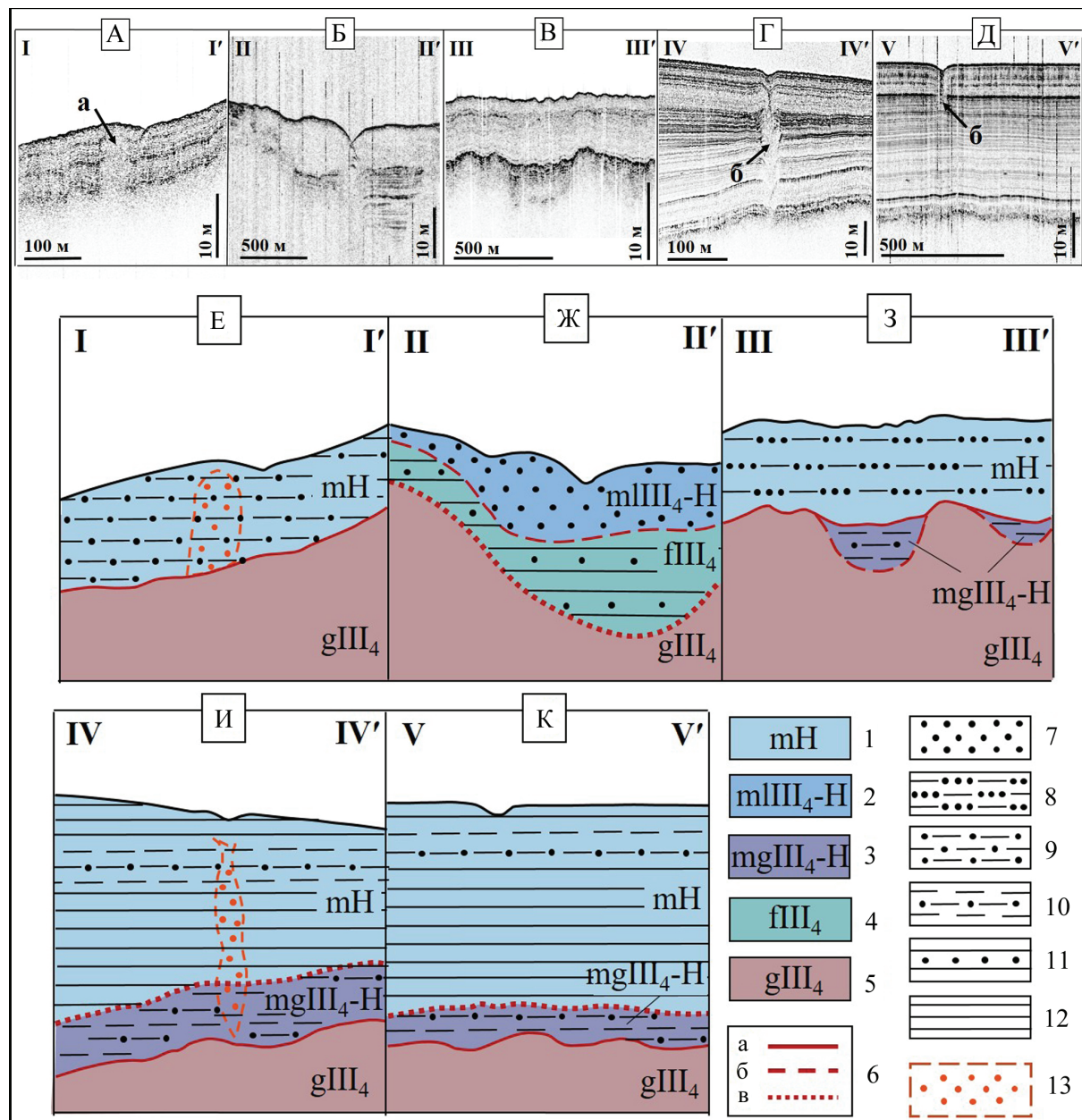


Рис. 3. Сейсмоакустические разрезы в пределах выделенных фрагментов полигонов, отражающие типичное для полигонов верхней осадочной толщи (А–Д) и их интерпретация (Е–К): а – вертикальное акустическое осветление; б – подводящие каналы. Положение профилей показано на рис. 2. 1–5 – стратиграфо-генетическая интерпретация отложений: 1 – морские отложения голоценового возраста; 2–3 – отложения поздневалдайско-голоценового возраста: 2 – ледово-морские, 3 – ледниково-морские; 4–5 – отложения поздневалдайского возраста: 4 – флювиогляциальные, 5 – ледниковые; 6 – границы сейсмofаций: а – четкие, б – нечеткие, в – предполагаемые; 7–12 – литологический состав верхней осадочной толщи: 7 – пески, 8 – супеси, 9 – алевроиты, 10 – глины с примесью алевроита, 11 – супесчаные слоистые глины, 12 – слоистые глины; 13 – область измененных под воздействием флюидов осадков

Fig. 3. Seismo-acoustic sections within the selected polygon fragments reflecting typical upper sedimentary layer structure (A–D) and their interpretation (E–K): a – vertical acoustic lighting, б – feeder channels. The position of the sections is shown in Fig. 2. 1–5 – Stratigraphic and genetic sediment interpretation: 1 – Holocene marine sediments; 2–3 – Late Valdai-Holocene sediments: 2 – diamict sediments; 3 – glacial-marine sediments; 4–5 – Late Valdai sediments: 4 – fluvio-glacial; 5 – glacial; 6 – seismofacies boundaries: a – clear, б – unclear, в – assumed; 7–12 – lithologic composition of upper sedimentary layers: 7 – sands; 8 – sandy loams; 9 – silty clays; 10 – clays with admixture of silty clay; 11 – layered sandy loamy clays; 12 – layered clays; 13 – area of fluid-altered sediments

Непосредственно в области распространения покмарок на полигонах № 1 и 3 (см. рис. 2) с поверхности вскрывается сейсмофация слабостратифицированных акустически осветленных осадков мощностью до 10–15 м (см. рис. 3А, В), подстилаемых сейсмофацией акустически немых плотных отложений с ярким отражающим рефлектором их кровли. На полигоне № 3 на границе данного перехода отмечается также сейсмофация маломощных (до 7–10 м) слабослоистых осадков, залегающая в виде линз. По акустической картине, рельефу и литературным данным было установлено, что верхняя сейсмофация представляет собой голоценовые супесчаные и алеврито-глинистые морские осадки (см. рис. 3Е, 3), нижняя сейсмофация характеризует ледниковые поздневалдайские отложения, сложенные преимущественно песчано-алеврит-пелитовыми переуплотненными до полутвердого состояния микритами с содержанием грубообломочного материала [Костин, Тарасов, 2011]. Характер сейсмозаписи верхней толщи на разрезах в пределах полигонов № 4 и 5 значительно отличается: с поверхности вскрываются акустически хорошо проницаемые ритмично слоистые осадки мощностью до 65 м (см. рис. 3Г, Д), также интерпретируемые как голоценовые, но имеющие более тонкодисперсный состав (глины с примесью алевритов). Они подстилаются более уплотненными отложениями с яркими отражающими рефлекторами на границах в пределах кровли и подошвы данной сейсмофации. Данная толща, а также линзы второй от поверхности сейсмофации на полигоне № 3 предположительно представляют собой поздневалдайско-голоценовые ледниково-морские отложения, сложенные алевропелитами с примесью песка, гальки и гравия и накапливающимися постепенно в неровностях донного рельефа на этапе дегляциации поздневалдайского ледникового покрова. Как на полигонах № 1 и 3, ниже данной толщи залегает сейсмофация акустически немых отложений, интерпретируемых как ледниковые.

В пределах полигона № 2 с поверхности вскрывается сейсмофация с «хаотической» неупорядоченной акустической структурой без протяженных отражающих рефлекторов, ее мощность не превышает 20–25 м (см. рис. 3Б). Ниже нее выделяется толща ритмично слоистых осадков, не выдержанных по мощности (до 20 м в видимом диапазоне). Данная толща не имеет яркого отражающего рефлектора – подошвы, акустический сигнал с глубиной постепенно затухает. На основе ГГК [Костин, Орго, 2013] и форм донного рельефа на полигоне можно предположить, что вторая от поверхности сейсмофация характеризует развитие поздневалдайских флювиогляциальных отложений, сложен-

ных чередованием тонких глинистых отложений с песчаными прослоями, а первая – ледово-морских супесчаных осадков (см. рис. 3Ж). Обе толщи постепенно накапливались на этапе дегляциации в поздневалдайское время и последующего активного ледового разноса [Гусев и др., 2012]. По совокупности интерпретации всех сейсмоакустических разрезов в пределах данного полигона также предполагается наличие акустически немой сейсмофации подстилающих ледниковых отложений, залегающей вблизи поверхности в пределах моренных гряд, однако ее кровля на данном полигоне имеет нечеткую, а на отдельных участках и предполагаемую границу.

На сейсмоакустических разрезах также присутствуют акустические аномалии, связанные с газонасыщением. Например, непосредственно под покмарками на полигонах № 4 и 5 фиксируются газовые трубы и прогибание рефлекторов, на полигоне № 1 на участках распространения флюидогенных форм выделяются области вертикального осветления. Однако в пределах полигона № 3 акустические аномалии в водной толще и осадочном чехле отсутствуют, что может свидетельствовать о неактивности дегазации в настоящее время.

На полигонах детального исследования было выявлено 2218 покмарок, большая часть которых сосредоточена на полигонах № 1 (1607 шт.) и 5 (399 шт.), в то время как на остальных полигонах количество флюидогенных форм исчисляется десятками (табл. 1). Плотность покмарок различна: максимальная отмечается на полигоне № 1 (более 300 шт/км²), минимальная – на участках № 2, 3 и 5 (не более 9 шт/км²).

Коэффициент удлиненности покмарок (рис. 4Г) изменяется в пределах от 0,2 до 1. Однако, несмотря на наличие форм с выраженной удлиненностью (коэффициент удлиненности которых меньше 0,5), преобладающими являются относительно изометричные покмарки, среднее значение коэффициента удлиненности по всем полигонам составляет 0,8. Наименьший средний показатель коэффициента удлиненности наблюдается на полигоне № 4 – 0,6, для остальных полигонов он составляет от 0,7 до 0,8.

Для вытянутых форм определялся азимут удлиненности. На полигоне № 4 преобладают формы, ориентированные на восток, на полигоне № 2 – формы субмеридиональной удлиненности. На полигоне № 5 преобладают формы, вытянутые в северном направлении, однако, для него также характерно некоторое отклонение ориентации к западу. Для остальных полигонов отмечается ориентация вытянутых форм на север и северо-восток. Внутри полигонов в большинстве случаев отмечается сглаженность пиков распределения азимутов вытянутости форм. На четырех из

пяти изучаемых полигонов ориентация большинства вытянутых форм распределяется между двумя или тремя соседними румбами. Только на полигоне № 4 более половины вытянутых форм сосредоточены в пределах одного румба (63%). Также стоит отметить полигон № 3, в пределах которого более трети покмарок (35,9%) не являются удлинёнными.

Важно отметить, что длина покмарок сильно отличается как между ключевыми полигонами, так и внутри них (см. рис. 4Б, В). Максимальный разброс покмарок по длине наблюдается на полигоне

№ 2, где также фиксируется самое большое значение данного показателя. Наименьший разброс форм по длине и наименьшее ее значение наблюдается на полигоне № 1. Выявлено, что величина разброса по длине определяется максимальным значением в пределах полигонов, так как минимальные значения весьма однородны по всем пяти полигонам и составляют от 12 до 20 м. Самые большие значения средней длины покмарок наблюдаются на полигонах № 2 и 4 (83 и 86 м соответственно), наименьшее значение – на полигоне № 1 (38 м).

Таблица 1

Пространственная характеристика покмарок на ключевых полигонах

Номер полигона	Площадь полигона, км²	Количество форм, шт.	Площадь, занятая формами, км² (% от площади полигона)	Максимальная плотность на полигоне (шт./км²)
1	75,88	1607	1,47 (1,93)	300,7
2	98,59	85	0,36 (0,37)	5,1
3	46,04	92	0,30 (0,66)	7,4
4	18,69	35	0,08 (0,42)	44,2
5	159,79	399	0,81 (0,51)	8,5

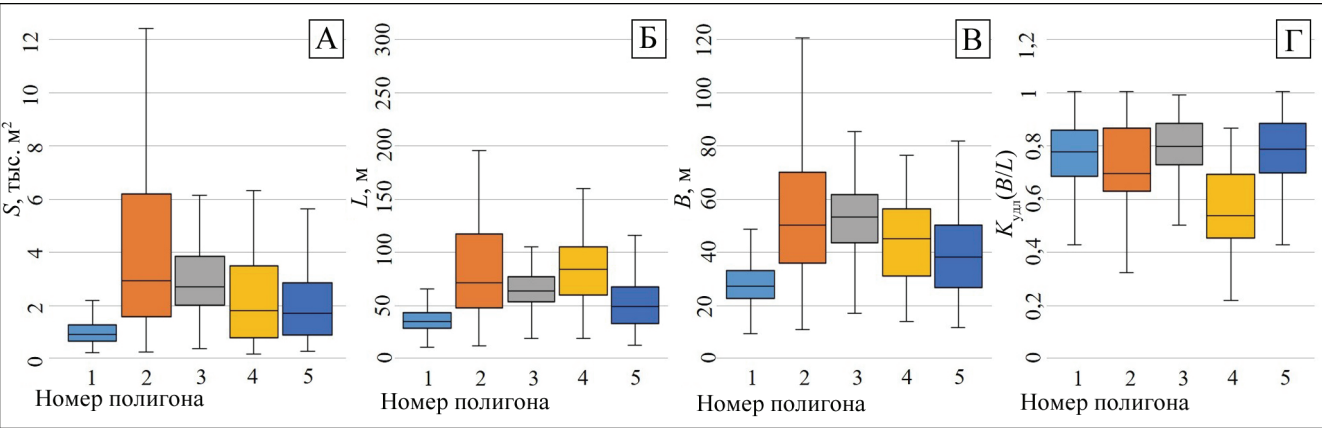


Рис. 4. Основные морфометрические параметры покмарок на полигонах: А – площадь (S); Б – длина (L); В – ширина (B); Г – коэффициент удлиненности ($K_{удл} = B/L$)

Fig. 4. Main morphometric parameters of pockmarks on polygons: А – area (S); Б – length (L); В – width (B); Г – elongation coefficient ($K_{удл} = B/L$)

Анализ распределения покмарок по их плановым размерам (в силу близкой к изометричной форме покмарок использовался параметр площади форм) (см. рис. 4А; 5А, Б) позволил разделить их на три группы: 1) мелкие покмарки с площадью менее 1300 м²; 2) средние покмарки с площадью от 1300 до 2200 м²; 3) крупные покмарки с площадью более 2200 м². За границу между малыми и средними формами принято среднее значение площади, граница между средними и большими формами установлена как «среднее значение + среднеквадратичное отклонение». Формы из первой группы являются

наиболее распространенными и составляют 69% от общего числа покмарок, выявленных на полигонах детального исследования. Средние и крупные формы распространены практически равномерно, к этим группам относится 17 и 14% покмарок соответственно. Наибольшая доля мелких покмарок с площадью менее 1300 м² отмечается на полигоне № 1 (82% от общего числа форм), кроме того, на этом участке лишь у 57 из 1607 покмарок площадь превышает 2200 м². Самая большая доля крупных форм (59%) наблюдается на полигоне № 3. Средние формы распространены достаточно равномерно, их

доля колеблется от 24 до 30% на полигонах № 2–5 и лишь на полигоне № 1 уменьшается до 15%.

Глубина выявленных покмарок изменяется от 0,2 до 7,8 м. Наибольшее значение средней относительной глубины покмарок (рис. 5В) (2,1 м) зафиксировано на полигоне № 2, приближается к нему по этому показателю (1,8 м) полигон № 4. На полигонах № 1, 3 и 5 средняя относительная глубина составляет около 1 м. На всех полигонах детального исследования (см. рис. 4) преобладают покмарки относительной глубиной не более 3 м, покмарки такой глубины составляют 93,6% от их общего числа.

Количество покмарок глубиной от 3 до 4 м составляет 97 шт. на всех полигонах (менее 4,4%). Покмарки глубиной более 4 м единичны в пределах полигонов детального исследования. Важно отметить, что повышенная доля покмарок с глубиной 3 м и более наблюдается на полигоне № 2, где доля таких форм достигает 18,8%. Также важной особенностью полигонов № 2 и 4 является малое количество форм с глубиной менее 1 м (8 штук, т. е. менее 10% на полигоне № 2 и полное отсутствие на полигоне № 4), которые на других полигонах являются наиболее распространенными.

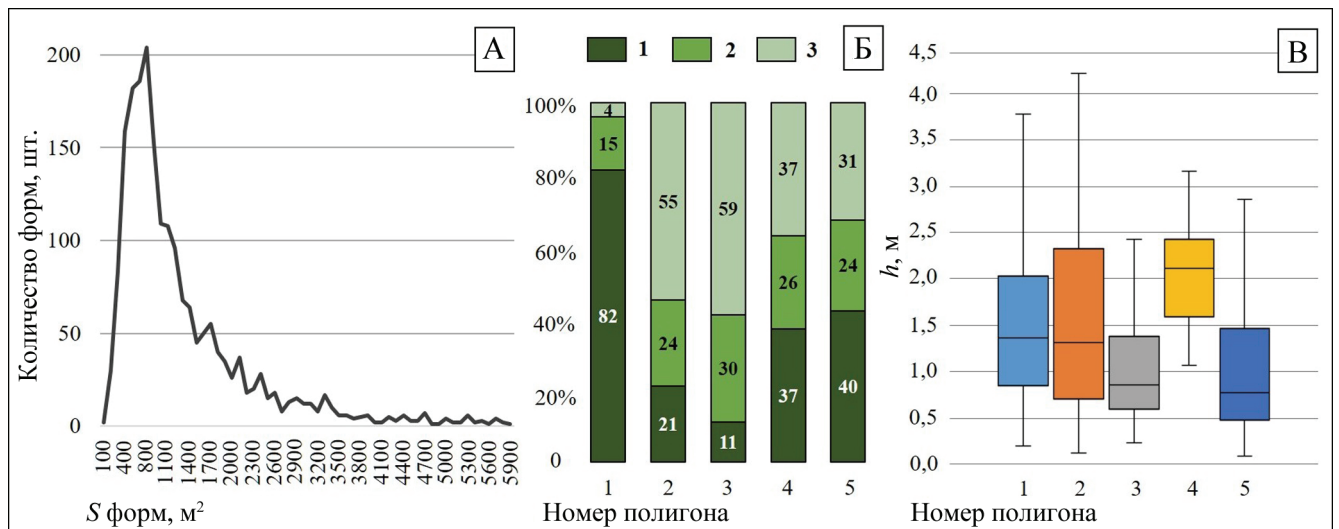


Рис. 5. Площадь и глубина покмарок на полигонах: А – график распределения площади покмарок; Б – относительное распределение покмарок по группам в пределах полигонов: 1 – мелкие (с площадью менее 1300 м²); 2 – средние (с площадью от 1300 до 2200 м²); 3 – большие (с площадью более 2200 м²); В – глубина покмарок в пределах полигонов (h)

Fig. 5. Area and depth of pockmarks: A – graph of pockmark distribution over the area; B – pockmark distribution by groups within polygons: 1 – small (area less than 1300 m²); 2 – average (area between 1300–2200 m²); 3 – large (area more than 2200 m²); В – pockmark depth within polygons (h)

По форме поперечного профиля (рис. 6) в регионе исследований преобладают покмарки с U-образным (см. рис. 2Ж) профилем (52,6% от общего количества покмарок на пяти полигонах детального исследования), второй по распространенности является форма с V-образным (см. рис. 2Е) профилем (31,1% всех выявленных форм). Покмарки с ящико- (см. рис. 2З) и корытообразным (см. рис. 2И) профилем распространены значительно реже, их доля составляет всего 9,7 и 6,7% соответственно.

В пространственном распределении покмарок на полигонах и их взаимном расположении отмечается тектоническая обусловленность, так как разломные нарушения (см. рис. 1А–1В) могут выступать в качестве каналов миграции флюидов. Наибольшая связь фиксируется в пределах выходов главных разломов на поверхность (полигоны № 4 и 5). На полигонах № 4 и 5 в цепочки собрано более 35% выявленных

форм. Данные полигоны расположены в пределах Вашуткино-Талотинской надвиговой зоны, разделяющей Варандейско-Гуляевский и Коротахинско-Русановский блоки земной коры (см. рис. 1В). Проводившиеся ранее в этом районе исследования [Соколов и др., 2021] показали связь газовых аномалий в осадочном чехле с повышенной трещиноватостью пород, обусловленной близостью района к фронтальной части надвиговой системы. Источник флюидов в данном случае глубинный [Ступакова, 2011], проявляющийся в виде аномальных записей в подошве мезозойских комплексов. Район расположения полигонов № 4 и 5 обладает значительным нефтегазоносным потенциалом, под мезозойскими породами здесь вскрываются верхнедевонские, нижнекаменноугольные, нижне- и верхнепермские нефтегазоматеринские толщи [Ступакова и др., 2021]. Однако, несмотря на значительное сходство

полигонов, особенности распределения флюидогенных форм по их площади показывают заметные различия. На полигоне № 4 участки повышенной плотности выявленных покмарок приурочены к бортам и днищу ложбинообразного понижения, заложеному, вероятно, по крупному взбросо-надви́гу. При этом ориентировка цепочек здесь также соответствует направлению Вашуткино-Талотинской надвиговой зоны. На полигоне № 5 покмарки расположены более хаотично и на большей площади, что может быть обусловлено высокой степенью трещиноватости пород на данном участке и перераспределением поднимающихся флюидов. На расположенном в непосредственной близости полигоне № 3 также прослеживается тектоническая обусловленность дегазации. На данном участке обнаружено несколько пересекающихся разломов в фундаменте и осадочном чехле. Эти разломы расположены как параллельно находящейся с северо-востока взбросо-надвиговой зоне, являющейся ответвлением Вашутинско-Талотинского взбросо-надвига, и находящейся к юго-западу Варандейской разломной зоне, так и субперпендикулярно к ним. Для полигона № 3 характерна максимальная доля покмарок, собранных в группы (77% форм), что обусловлено наличием многочисленных пересечений разломной сети разной ориентировки.

Распределение флюидогенных форм в северо-восточной и юго-западных частях Баренцева моря также взаимосвязано с тектоническими нарушениями осадочного чехла. Полигон № 2 приурочен к границе Литкенского и Панкратьевского блоков земной коры (см. рис. 1Б). Ареалы повышенной плотности покмарок вытянуты субпараллельно данному разлому. Возможным источником флюидов может служить выявленная на поднятии мыса Желания крупная антиклинальная Варнекская структура, представляющая собой нефтегазоносный комплекс [Хлебникова и др., 2009], а также локальные структуры, выявленные в верхнепалеозойско-триасовых отложениях поднятия мыса Желания [Шкарубо, Шипилов, 2007]. Полигон № 1 также расположен вблизи взбросовой структуры, сформировавшейся вдоль Тролльфиорд–Рыбачий–Кильдинской зоны, разделяющей Восточно-Европейскую платформу (Кольскую микроплиту) и Баренцевскую плиту. Для этого района характерна обширная разломная сеть, в том числе в северной части полигона № 1 фиксируется два второстепенных выходящих на поверхность разлома (см. рис. 1А), параллельных взбросовой структуре, что объясняет высокие значения плотности покмарок на данном участке.

Плановые размеры покмарок, выявленных на полигонах детального исследования, в целом схожи

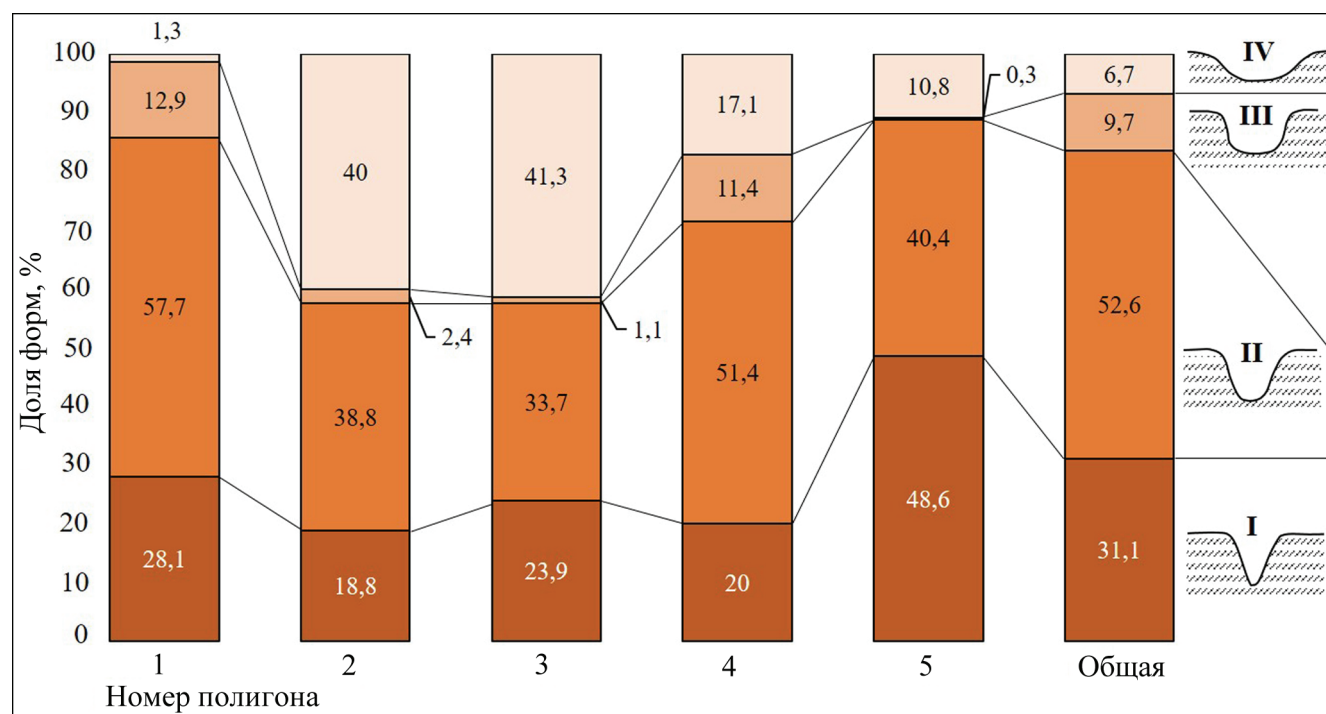


Рис. 6. Доля покмарок с различной формой поперечного профиля (в %):

I – V-образный; II – U-образный; III – ящикообразный; IV – корытообразный

Fig. 6. Pockmark ratio with different cross-sectional profile shape (in %):

I – V-shaped; II – U-shaped; III – box-shapes; IV – tray-shaped

с размерами флюидогенных форм на шельфе Атлантического океана у восточного побережья Северной Америки (обнаруженные там формы имеют средний диаметр около 80 м [Andrews et al., 2010], что соответствует параметрам покмарок на полигонах № 2–5), в Гвинейском заливе (где диаметр покмарок колеблется от 20 до 100 м) [Judd, Hovland, 2007], а также в Норвежском море (здесь покмарки достигают 150 м в диаметре) [Judd, Hovland, 2007]. Покмарки на полигоне № 1 по своим плановым размерам (их средняя длина составляет 38 м) аналогичны формам, обнаруженным в Норвежской части Северного моря и в море Лаптевых (диаметр форм в этих регионах достигает 40 м [Judd, Hovland, 2007; Миронюк, Росляков, 2019]), а также на Карском шельфе, где большинство покмарок имеют диаметр 30–50 м [Миронюк, Росляков, 2019]. Полученные данные согласуются с исследованиями, проводившимися ранее в акватории Баренцева моря. Например, по данным С.Г. Миронюка и соавторов, покмарки на шельфе Баренцева моря имеют диаметр от первых десятков до 100–110 м [Миронюк, Росляков, 2019], а формы в западной части Баренцева моря несколько меньше и имеют диаметр порядка 20–50 м [Rise et al., 2014], что соответствует формам на наиболее западном полигоне № 1. Однако для других морей Арктики

характерны покмарки значительно большего размера: в Чукотском и Восточно-Сибирском морях их диаметр достигает 1 км и более. Эти крупные формы имеют также и значительно большую глубину, которая достигает 20–40 м [Логвина и др., 2011; Кохан и др., 2024]. В других регионах глубина покмарок, как и на полигонах детального исследования, составляет в среднем от 1 до 4 м.

В ходе исследования была установлена связь плановых размеров покмарок с литологическим составом и генезисом четвертичных отложений (табл. 2). Увеличение доли крупнодисперсных фракций в донных отложениях приводит к увеличению площади покмарок. Так, наиболее мелкие покмарки (с площадью менее 1300 м²) в 85% случаев встречаются на участках распространения глинистых алевроитов и глин морского происхождения. Покмарки среднего размера (с площадью от 1300 до 2200 м²) на таких участках встречаются в 63% случаев, а 28% от их общего числа выявлены в ареалах распространения суглинков, глин, алевроитов и песков с включениями гальки и гравия морского и ледово-морского генезиса. Покмарки с площадью более 2200 м² наиболее часто (в 52% случаев) отмечаются на участках распространения морских и ледово-морских отложений со значительной долей песка, гравия, гальки и щебня.

Таблица 2

Доля покмарок (%) с различной площадью, приуроченных к осадкам различного генезиса и состава

Генезис и состав осадков, залегающих с поверхности	Площадь покмарок, м ²		
	Менее 1300	1300–2200	Более 2200
Ледниковые и ледово-морские отложения: песчано-алеврито-глинистые миктиты с повышенным содержанием грубообломочного материала	1	4	16
Морские и ледово-морские отложения: суглинки, глины, глинистые алевроиты, пески с редкой рассеянной галькой, гравием	12	28	52
Морские отложения (в т.ч. морской нефелоид): переслаивание глинистых алевроитов и глин с линзами песка (глинистые илы, переслаивание глин и алевроитов)	85 (1)	63 (4)	20 (12)

Такая закономерность, вероятно, связана с флюидоупорными свойствами четвертичных отложений в верхней части осадочного разреза: в глинистых осадках происходит более сфокусированный прорыв газов на поверхность, что обуславливает меньший диаметр покмарок. Кроме того, на участках распространения ледниковых отложений увеличивается доля покмарок с глубиной 4 м и более. Более глубокие формы приурочены к участкам с близким залеганием ледниковых отложений, что отмечается на полигонах № 1 и 2. На основе этих закономер-

ностей можно выдвинуть предположение о том, что наиболее крупные в плане и по глубине покмарки были сформированы мощными потоками флюидов, прорывавшимися на поверхность после снятия гляциоизостатической нагрузки в результате отступления ледникового покрова. В дальнейшем происходит постепенное уменьшение глубины покмарок за счет оплывания склонов и накопления морских осадков.

Анализ связи морфологических характеристик покмарок с геологическим строением территории показал, что изменение состава поверхностных

донных отложений в сторону огрубления приводит к выполаживанию профиля покмарок (табл. 3). Так, на участках, где с поверхности залегают песчаные алевриты, находится всего 53% покмарок с V-образным поперечным профилем, 66% покмарок с U-образным профилем и 92% форм с ящикообразным профилем. При этом на участках распространения с поверхности алевритов и алевритовых глин ящикообразные формы единичны (всего 2% от их общего числа), в их пределах фиксируются 14% U-образных и 23% V-образных покмарок. Вероятно,

такие закономерности могут быть связаны с разной интенсивностью потока флюидов в отложениях разного литологического состава: в глинистых грунтах, обладающих лучшими флюидоупорными свойствами, прорыв флюидов происходит при большем давлении и, следовательно, с большей скоростью, что приводит к формированию покмарок с отсутствием выраженного днища. В более крупнозернистых осадках дегазация происходит с меньшей интенсивностью за счет рассеивания флюидного потока, что обуславливает сглаженный профиль покмарок.

Таблица 3

Доля покмарок (%) с различной формой поперечного профиля, приуроченных к осадкам различного литологического состава

Состав осадков, залегающих с поверхности	Форма поперечного профиля покмарок			
	V-образный	U-образный	Ящикообразный	Корытообразный
Алевритовые пелиты	20	5	2	11
Пелитовые алевриты	10	6	0	39
Алеврит	17	23	6	33
Песчаный алеврит	53	66	92	17

Несмотря на отсутствие прямых данных о возрасте покмарок, выявленных на полигонах детального исследования, можно выдвинуть ряд предположений о времени их возникновения. На сейсмоакустических профилях было зафиксировано, что покмарки прослеживаются только в отложениях, интерпретированных как голоценовые морские осадки, из чего можно сделать вывод об их возникновении не раньше затопления территории в ходе голоценовой трансгрессии. Кроме того, для большинства форм на полигонах не характерно заполнение современными осадками, что указывает на позднеголоценовый возраст их образования. Частично погребенная покмарка, перекрытая осадками мощностью до 5 м, была обнаружена только на полигоне № 4 (см. рис. 3Г). Однако важно учитывать, что для этого полигона характерна чрезвычайно высокая скорость осадконакопления (мощность голоценовых осадков здесь по данным сейсмоакустического профилирования достигает 65 м).

Развитие покмарок определяется влиянием комплекса экзогенных процессов, которое приводит к моделированию их морфологии, в частности к уменьшению их глубины. Под действием оплывания склоны покмарок нередко становятся ступенчатыми (см. рис. 2Л). На полигонах детального исследования подобные признаки смещения материала на склонах выявлены для 34% форм. Наибольшая интенсивность моделирования покмарок

склоновыми процессами отмечается на полигоне № 3 (признаки смещения материала обнаружены у 58% покмарок), также повышенная доля покмарок с признаками смещения материала на склонах отмечается на полигонах № 4 и 5. Эта закономерность обусловлена как литологическими особенностями донных отложений (на полигонах № 4 и 5 залегают глинистые морские осадки, обладающие низкой устойчивостью к оползанию, в отличие от супесчаных и песчаных отложений морского и ледово-морского происхождения [Козлов, 2005]), так и возрастом самих форм (на полигоне № 3 практически не фиксируются признаки дегазации в осадке и водной толще, что косвенно свидетельствует о древности покмарок).

Кроме того, отмечается воздействие течений и волнения – в процессе «старения» покмарок происходит их вытягивание в плане, согласное с направлением течений. Однако на большей части ключевых полигонов не зафиксировано значительного числа удлинённых покмарок (с соотношением ширина/длина 0,5 и менее). В основном их количество не превышает 5% от общего числа форм. Исключением здесь являются полигоны № 2 (17% форм удлинены) и 4 (54% форм). На полигоне № 2 большинство удлинённых форм ориентировано на ЮЮВ, что согласуется с направлением Восточной ветви Мурманского течения. На полигоне № 4 преобладают формы восточной ориентировки, что

может быть обусловлено воздействием придонных течений, направленных в Карские ворота.

ВЫВОДЫ

1. Для покмарок характерно изменение их морфометрических параметров в весьма широких диапазонах. Длина покмарок на ключевых полигонах изменяется от 12 до 200 м, ширина – от 10 до 150 м, площадь – от 100 до 20 000 м², глубина – от 0,2 до 7,8 м. Плотность покмарок на полигонах также значительно отличается и колеблется от 5 шт./км² на полигоне № 2 до 300 шт./км² на полигоне № 1. Крупные покмарки, площадью более 2200 м², приурочены к районам с ледниковым и водно-ледниковым рельефом. Мелкие формы, площадью менее 1300 м², распространены преимущественно на участках полого-наклонных морских равнин.

2. Участки с наибольшей плотностью покмарок приурочены к близкому залеганию или выходу на поверхность разломов, которые выступают путями

подъема флюидов. В таких районах сфокусированной дегазации покмарки часто бывают ориентированы в цепочки длиной до 750 м.

3. Морфология покмарок связана прежде всего с литологическим составом приповерхностных четвертичных отложений. Крупные покмарки с корыто- и U-образным профилем чаще встречаются в районах распространения супесчаных и песчаных отложений, мелкие формы с V-образным профилем, напротив, приурочены к ареалам распространения более плотных глинистых отложений. Это связано с различиями в проницаемости донных осадков для флюидов, поступающих из недр.

4. На изменение морфологии флюидогенных форм значительное влияние в регионе исследования оказывают современные экзогенные процессы. Воздействие склоновых процессов приводит к усложнению поперечного профиля покмарок (появлению асимметрии и микроступенчатости), а придонных течений – к удлинению покмарок.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 22-77-10091 «Закономерности проявления дегазации на Баренцево-Карском шельфе и ее влияние на рельеф и донные отложения».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артюшков Е.В., Балувев А.С., Богацкий В.И. и др. Шельфовые осадочные бассейны Российской Арктики. Геология, геоэкология, минерально-сырьевой потенциал. Мурманск; СПб.: Реноме, 2020. 544 с.
- Богоявленский В.И. Угроза катастрофических выбросов газа из криолитозоны Арктики. Воронки Ямала и Таймыра // Бурение и нефть. 2014. № 9. С. 13–18.
- Гусев Е.А., Костин Д.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Северо-Карско-Баренцевоморская серия. Лист R-39–40. Карта плиоцен-четвертичных образований. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014.
- Гусев Е.А., Костин Д.А., Рекант П.В. Проблема генезиса четвертичных образований Баренцево-Карского шельфа (по материалам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000) // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 84–89.
- Кизяков А.И., Сонюшкин А.В., Лейбман М.О. и др. Геоморфологические условия образования воронки газового выброса и динамика этой формы на центральном Ямале // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 2. С. 15–25.
- Костин Д.А., Тарасов Г.А. Четвертичный осадочный чехол Баренцево-Карского бассейна // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 3. М.: ГЕОС, 2011. С. 107–130.
- Костин Д.А., Орго В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Северо-Карско-Баренцевоморская серия. Лист T-41–44. Карта четвертичных образований. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013.
- Кохан А.В., Еременко Е.А., Мороз Е.А. и др. Флюидогенный рельеф на шельфах морей Арктики // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2024. № 2. С. 91–107. DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.79.2.8.
- Кохан А.В., Мороз Е.А., Еременко Е.А. и др. Флюидогенный рельеф районов распространения многолетней мерзлоты на шельфе Печорского и Карского морей // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2023. Т. 78. № 3. С. 104–124. DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.78.3.9.
- Логвина Е.А., Матвеева Т.В., Гладыш В.А. и др. Комплексные исследования покмарков на Чукотском плато // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 2(88). С. 45–54.
- Миронюк С.Г., Росляков А.Г. Типы, активность и закономерности распространения покмарок в арктических морях // Сборник тезисов VII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2018)». 2019. Т. 2. С. 70–76.
- Мороз Е.А., Зарайская Ю.А., Сухих Е.А. и др. Рельеф и строение верхней части осадочного чехла в районе свода Федынского по акустическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2020. № 2. С. 82–91.
- Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Дмитриевский Н.Н. и др. Исследования в 38-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Николай Страхов» в Баренцевом море // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 885–887. DOI: 10.31857/S0030-1574595885-887.

- Орлов А.И. Вероятностно-статистические модели корреляции и регрессии // Научный журнал КубГАУ. 2020. № 160(06). С. 1–33.
- Пенедюк Е.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Северо-Карско-Баренцевоморская серия. Лист Т-41–44. Литологическая карта поверхности дна акватории. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013.
- Радченко М.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Северо-Карско-Баренцевоморская серия. Лист R-39, 40. Литологическая карта поверхности дна акватории. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014.
- Рокос С.И. Газонасыщенные отложения верхней части разреза Баренцево-Карского шельфа: автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. 2009. 42 с.
- Рыбак Е.Н., Ступина Л.В. Покмарки Черного моря // Геологія і корисні копалини Світового океану, 2019, Т. 15. № 2. С. 16–34.
- Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Агранов Г.Д. и др. Проявления дегазации в верхней части осадочного разреза Печорского моря и ее связь с тектоникой // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 91–96.
- Соловьев В.А., Гинсбург Г.Д. Субмаринная криолитозона. Прогноз распространения // Атлас: геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГИНАН, 2004. С. 3–9.
- Ступакова А.В. Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 99–115.
- Ступакова А.В., Большакова А.А., Суслова А.А. и др. Нефтегазоматеринские толщи Баренцево-Карского шельфа: область распространения и свойства // Георесурсы. 2021. Т. 23. № 2. С. 6–25.
- Хлебникова П.А., Бельный В.Я., Гарзанов Г.Е. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточного борга Северо-Баренцевоморской впадины // Разведка и охрана недр. 2009. № 4. С. 13–21.
- Штилов Э.В., Верниковский В.А. Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 75–92.
- Шкарубо С.И., Штилов Э.В. Тектоника Западно-Арктической платформы // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 32–47.
- Шнюков Е.Ф., Топачевский И.В. Газовые сипы Мирового океана // Геологія регіонів. 2019. № 2(15). С. 3–15.
- Andrews B., Brothers L., Barnhardt W. Automated feature extraction and spatial organization of seafloor pockmarks, Belfast Bay, Maine, USA, *Geomorphology*, 2010, vol. 124, p. 55–64, DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.08.009.
- Batchelor C., Dowdeswell J., Ottesen D. Submarine glacial landforms, *Submarine Geomorphology*, Springer Geology Publ., 2018, p. 207–234.
- Blasco S., Bennett R., Brent T. et al. 2010 State of Knowledge: Beaufort Sea seabed geohazards associated with offshore hydrocarbon development, *Geological Survey of Canada*, Open File 6989, 2013, 340 p., DOI: 10.4095/292616.
- Chand S., Thorsnes T., Rise L. et al. Multiple episodes of fluid flow in the SW Barents Sea (Loppa High) evidenced by gas flares, pockmarks and gas hydrate accumulation, *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, vol. 331–332, p. 305–314, DOI: 10.1016/j.epsl.2012.03.021.
- Judd A., Hovland M. *Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology and the Marine Environment*, Cambridge University Press, 2007, 492 p.
- King L., MacLean B. Pockmarks on the Scotian Shelf, *Geological Society of America Bulletin*, 1970, p. 3141–3148, DOI: 10.1130/0016-7606(1970)81[3141:POTSS]2.0.CO;2.
- Nikiforov S.L., Sorokhtin N.O., Ananiev R.A. et al. Investigations of the Western Arctic Shelf of Russia during the Cruise 56 of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov, *Oceanology*, 2024, vol. 64(5), p. 737–739, DOI: 10.1134/S0001437024700413.
- Rise L., Bellec V., Chand S. et al. Pockmarks in the southwestern Barents Sea and Finnmark fjords, *Norwegian Journal of Geology*, 2015, vol. 94, p. 263–282.
- Svendsen J. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia, *Quaternary Science Reviews*, 2004, vol. 23, p. 1229–1271, DOI: 10.1016/j.quascirev.2003.12.008.
- Weatherall P., Marks K.M., Jakobsson M. et al. A new digital bathymetric model of the world's oceans, *Earth and Space Science*, 2015, vol. 2, no. 8, p. 331–345, DOI: 10.1002/2015EA000107.

Электронные ресурсы

- Бородин В.Н., Смирнов О.А., Иноземцева Л.А. «Трубки взрыва» в акватории Баренцево-Карского моря и севера Западной Сибири – один из положительных критериев прогноза нефтегазоносности // Тюменская область: историческая ретроспектива, реалии настоящего, контуры будущего: сб. ст. международной научной конференции. Тюмень, 2019. С. 547–553. URL: <http://www.ipgg.sbras.ru/en/science/publications/publ-trubki-vzryva-v-akvatorii-barentsevo-karskogo-547553-2019> (дата обращения 10.12.2024).
- Козлов С.А. Оценка устойчивости геологической среды на морских месторождениях углеводородов в Арктике // Нефтегазовое дело. 2005. № 1. URL: <https://ogbus.ru/article/view/inzhenerno-geologicheskaya-stratifikaciya-zapadno-arkticheskoy> (дата обращения 10.12.2024).

Поступила в редакцию 08.11.2024

После доработки 12.12.2024

Принята к публикации 21.01.2025

POCKMARKS MORPHOLOGY AT THE BARENTS SEA SHELF AND ITS DETERMINING FACTORS

A.P. Denisova¹, E.A. Eremenko², E.A. Moroz³, A.V. Kohan⁴, E.A. Suhih⁵,
R.A. Ananiev⁶, S.Yu. Sokolov⁷

^{1-4,7} Geological Institute of RAS, Laboratory of Geomorphology and Tectonics of the Ocean Bottom

² Lomonosov MSU Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Paleogeography

⁵ Geological Institute of RAS, Laboratory of Heat and Mass Transfer

⁶ Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Seismostratigraphy Laboratory

¹ Junior Scientific Researcher; e-mail: anden6900@gmail.com

² Associate professor, Ph.D. in Geography; e-mail: eremenkoeaig@gmail.com

³ Senior Scientific Researcher, Ph.D. in Geology and Mineralogy; e-mail: morozzea@gmail.com

⁴ Junior Scientific Researcher, Ph.D. in Geology and Mineralogy; e-mail: kkkkk1987@mail.ru

⁵ Scientific Researcher; e-mail: sukhikh_ea@mail.ru

⁶ Senior Scientific Researcher; e-mail: corer@mail.ru

⁷ Chief Scientific Researcher, D.Sc. in Geology and Mineralogy; e-mail: sysokolov@yandex.ru

Based on the results of complex geological and geophysical works carried out during the 38th, 52nd and 56th cruises of the R/V “Akademik Nikolaj Strakhov” and the 51st cruise of the R/V “Akademik Boris Petrov”, the fluidogenic relief was studied in detail at five key polygons in the southern and northeastern parts of the Barents Sea shelf. Digital elevation models of sea bottom obtained as a result of multibeam bathymetric survey allowed identifying of 2218 pockmarks. Their diameter varies from the first dozens of meters to 250 m, and the depth from 0,2 to 7,8 m. The morphometric analysis of these landforms provided for studying the relationship between the area, depth and shape of the pockmarks cross-sectional profile and physical geographic conditions (tectonic structure, lithology of Quaternary sediments, background topography, hydrological conditions). The distribution of pockmarks and other manifestations of degassing is traceable associated with the fault network. It acts as a pathway for fluid uplift from the gas-saturated sediments of predominantly Mesozoic age to the surface, which proves the deep origin of fluids. The tectonic structure of the area is also reflected in the mutual location of pockmarks within the polygons: the areas of increased density of landforms are near fault zones and in depressions, which are probably of tectonic origin. It was found that the morphology of pockmarks is primarily determined by the lithology of the Quaternary sediments. Large landforms with a more gentle profile are more common in the areas with sandy loams and sands. Small landforms with a V-shaped cross-sectional profile are within the areas with denser clay sediments. It was suggested that the deepest pockmarks occur in the areas covered by glaciers in the recent past. It may be related to active degassing of sediments after removal of the glacial load. Modern exogenous subaquatic processes have a significant influence on the change of pockmark morphology. The slope processes make the cross-sectional profile of pockmarks more complex, i. e. asymmetric and micro-stepping, while the influence of bottom currents leads to landforms elongation.

Keywords: degassing, fluidogenic relief, multibeam echo-sounder survey, seismoacoustic profiling, morphometric analysis

Acknowledgements. The study was financially supported by the Russian Science Foundation (project 22-77-10091).

REFERENCES

- Andrews B., Brothers L., Barnhardt W. Automated feature extraction and spatial organization of seafloor pockmarks, Belfast Bay, Maine, USA, *Geomorphology*, 2010, vol. 124, p. 55–64, DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.08.009.
- Artyushkov E.V., Baluev A.S., Bogatskii V.I. et al. *Shel'fovyje osadochnye basseiny Rossijskoi Arktiki. Geologiya, geokologiya, mineral'no-syr'evoi potentsial* [Shelf sedimentary basins of the Russian Arctic. Geology, geocology, mineral resource potential], Murmansk, St Petersburg, Renome Publ., 2020, 544 p. (In Russian)
- Batchelor C., Dowdeswell J., Ottesen D. Submarine glacial landforms, *Submarine Geomorphology*, Springer Geology Publ., 2018, p. 207–234.
- Blasco S., Bennett R., Brent T. et al. *2010 State of Knowledge: Beaufort Sea seabed geohazards associated with offshore hydrocarbon development*, Geological Survey of Canada, Open File 6989, 2013, 340 p., DOI: 10.4095/292616.
- Bogoyavlenskii V.I. Ugroza katastroficheskikh vybrosov gaza iz kriolitozony Arktiki. Voronki Yamala i Taimyra [Threat of catastrophic gas emissions from the Arctic cryolithozone. Yamal and Taimyr funnels], *Burenie i nef't'*, 2014, no. 9, p. 13–18. (In Russian)
- Chand S., Thorsnes T., Rise L. et al. Multiple episodes of fluid flow in the SW Barents Sea (Loppa High) evidenced by gas flares, pockmarks and gas hydrate accumulation, *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, vol. 331–332, p. 305–314, DOI: 10.1016/j.epsl.2012.03.021.
- Gusev E.A., Kostin D.A. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoi Federatsii masshtaba 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie), Severo-Karsko-Barentsevomorskaya seriya, List R-39–40, Karta pliotsen-chetvertichnykh obrazova-

- nii [State Geological Map of the Russian Federation at the scale of 1:1,000,000 (third generation), North Kara-Barents Sea Series, Sheet R-39–40, Map of Pliocene-Quaternary formations], St Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI Publ., 2014. (In Russian)
- Gusev E.A., Kostin D.A., Rekant P.V. Problema genezisa chetvertichnykh obrazovaniy Barentsevo-Karskogo shel'fa (po materialam Gosudarstvennoi geologicheskoi karty Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1:1 000 000) [The problem of genesis of Quaternary formations of the Barents-Kara shelf (based on the materials of the State Geological Map of the Russian Federation at the scale of 1:1,000,000)], *Otechestvennaya geologiya*, 2012, no. 2, p. 84–89. (In Russian)
- Judd A., Hovland M. *Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology and the Marine Environment*, Cambridge University Press, 2007, 492 p.
- Khlebnikova P.A., Belen'kii V.Ya., Garzanov G.E. et al. Geologicheskoe stroenie i perspektivy neftegazonosnosti vostochnogo borta Severo-Barentsevomorskoi vpadiny [Geological structure and oil and gas potential of the eastern edge of the North Barents Sea Basin], *Razvedka i okhrana neдр*, 2009, no. 4, p. 13–21. (In Russian)
- King L., MacLean B. Pockmarks on the Scotian Shelf, *Geological Society of America Bulletin*, 1970, p. 3141–3148, DOI: 10.1130/0016-7606(1970)81[3141:POTSS]2.0.CO;2.
- Kizyakov A.I., Sonyushkin A.V., Leibman M.O. et al. Geomorphological conditions of the gas-emission crater and its dynamics in central Yamal, *Earth's Cryosphere*, 2015, vol. XIX, no. 2, p. 15–25.
- Kokhan A.V., Eremenko E.A., Moroz E.A. et al. Flyuidogennyi rel'ef na shel'fakh morei Arktiki [Fluidogenic landforms on the Arctic shelves], *Vestn. Mosk. Un-ta, Ser. 5, Geogr.*, 2024, no. 2, p. 91–107, DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.79.2.8. (In Russian)
- Kokhan A.V., Moroz E.A., Eremenko E.A. et al. Flyuidogennyi rel'ef raionov rasprostraneniya mnogoletnei merzloty na shel'fe Pechorskogo i Karskogo morei [Fluidogenic landforms within the permafrost zones on the shelf of the Pechora and Kara Seas], *Vestn. Mosk. Un-ta, Ser. 5, Geogr.*, 2023, vol. 78, no. 3, p. 104–124, DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.78.3.9. (In Russian)
- Kostin D.A., Orgo V.V. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie), Severo-Karsko-Barentsevomorskaya seriya, List T-41–44, Karta chetvertichnykh obrazovaniy [State Geological Map of the Russian Federation at the scale of 1:1,000,000 (third generation), North Kara-Barents Sea Series, Sheet T-41–44, Map of Quaternary Formations], St Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI Publ., 2013. (In Russian)
- Kostin D.A., Tarasov G.A. [Quaternary sedimentary cover of the Barents-Kara basin], *Geologiya i geoekologiya kontinental'nykh okrain Evrazii, vyp. 3* [Geology and geocology of the continental outskirts of Eurasia, iss. 3], Moscow, GEOS Publ., 2011, p. 107–130. (In Russian)
- Logvina E.A., Matveeva T.V., Gladyshev V.A. et al. Kompleksnye issledovaniya pokmarkov na Chukotskom plato [Complex studies of pockmarks on the Chukchi Plateau], *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 2011, no. 2(88), p. 45–54. (In Russian)
- Mironyuk S.G., Roslyakov A.G. Tipy, aktivnost' i zakonmernosti rasprostraneniya pokmarkov v arkticheskikh moryakh (Types, activity and distribution patterns of pockmarks in the Arctic seas), *Sbornik tezisev VII Mezh-dunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii "Morskoe issledovaniya i obrazovanie (MARESEDU-2018)"*, 2019, vol. 2, p. 70–76. (In Russian)
- Moroz E.A., Zaiskaya Yu.A., Sukhikh E.A. et al. Rel'ef i stroenie verkhnei chasti osadochnogo chekhla v raione svoda Fedynskogo po akusticheskim dannym [Relief and structure of the upper part of sedimentary cover in the area of the Fedynsky rise according to acoustic data], *Vestn. Mosk. Un-ta, Ser. 5, Geogr.*, 2020, no. 2, p. 82–91. (In Russian)
- Nikiforov S.L., Sorokhtin N.O., Ananiev R.A. et al. Investigations of the Western Arctic Shelf of Russia during the Cruise 56 of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov, *Oceanology*, 2024, vol. 64(5), p. 737–739, DOI: 10.1134/S0001437024700413.
- Nikiforov S.L., Sorokhtin N.O., Dmitrevskiy N.N. et al. Researches in cruise 38 of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov in the Barents Sea, *Oceanology*, 2019, vol. 59, no. 5, p. 801–802, DOI: 10.31857/S0030-1574595885-887.
- Orlov A.I. Veroyatnostno-statisticheskie modeli korrelyatsii i regressii [Probabilistic and statistical models of correlation and regression], *Nauchnyi zhurnal KubGAU*, 2020, no. 160(06), p. 1–33. (In Russian)
- Penedyuk E.V. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie), Severo-Karsko-Barentsevomorskaya seriya, List T-41–44, Litologicheskaya karta poverkhnosti dna akvatorii [State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1:1,000,000 (third generation), North Kara-Barents Sea Series, Sheet T-41–44, Lithological map of the bottom surface of the water area], St Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI Publ., 2013. (In Russian)
- Radchenko M.S. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie), Severo-Karsko-Barentsevomorskaya seriya, List R-39, 40, Litologicheskaya karta poverkhnosti dna akvatorii [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1:1,000,000 (third generation), North Kara-Barents Sea series. Sheet R-39, 40, Lithological map of the bottom surface of the water area], St Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI Publ., 2014. (In Russian)
- Rise L., Bellec V., Chand S et al. Pockmarks in the southwestern Barents Sea and Finnmark fjords, *Norwegian Journal of Geology*, 2014, vol. 94, p. 263–282.
- Rokos S.I. Gazonasyshchennye otlozheniya verkhnei chasti razreza Barentsevo-Karskogo shel'fa [Gas-saturated deposits of the upper part of the Barents-Kara shelf section], Abstract, Ph.D. in Geography, 2009, 42 p. (In Russian)
- Rybak E.N., Stupina L.V. Pokmarki Chernogo morya [Pockmarks of the Black Sea], *Geologiya i korisni kopalini Svitovogo okeanu*, 2019, vol. 15, no. 2, p. 16–34. (In Russian)
- Shipilov E.V., Vernikovskii V.A. Stroenie oblasti sochleneniya Sval'bardskoi i Karskoi plit i geodinamicheskie ustanovki ee formirovaniya [The Svalbard and Kara plates junction: structure and geodynamic history], *Geologiya i geofizika*, 2010, vol. 51, no. 1, p. 75–92. (In Russian)
- Shkarubo S.I., Shipilov E.V. Tektonika Zapadno-Arkticheskoi platformy [Tectonics of the West Arctic Platform], *Razvedka i okhrana neдр*, 2007, no. 9, p. 32–47. (In Russian)
- Shnyukov E.F., Topachevskii I.V. Gazovye sipy mirovogo okeana [Gas seeps of the World Ocean], *Geologiya regioniv*, 2019, no. 2(15), p. 3–15. (In Russian)

- Sokolov S.Yu., Moroz E.A., Agranov G.D. et al. Manifestations of degassing in the upper part of the Pechora Sea sediment section and its relation to tectonics, *Doklady Earth Sciences*, 2021, vol. 499, no. 2, p. 605–610.
- Solov'ev V.A., Ginsburg G.D. [Submarine cryolithozone. Distribution forecast], *Atlas: geologiya i poleznye iskopayemye shel'fov Rossii* [Atlas: geology and Mineral Resources of the Shelves in Russia], Moscow, 2004, GIN-RAN Publ., p. 3–9. (In Russian)
- Stupakova A.V. Struktura i neftegazonosnost' Barentsevo-Karskogo shel'fa i privileyushchikh territorii [Structure and oil and gas potential of the Barents-Kara shelf and adjacent territories], *Geologiya nefti i gaza*, 2011, no. 6, p. 99–115. (In Russian)
- Stupakova A.V., Bol'shakova A.A., Suslova A.A. et al. Neftegazomaterinskie tolshchi Barentsevo-Karskogo shel'fa: oblast' rasprostraneniya i svoystva [Oil and gas source rocks of the Barents-Kara shelf: distribution area and properties], *Georesursy*, 2021, vol. 23, no. 2, p. 6–25. (In Russian)
- Svendsen J. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia, *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23, p. 1229–1271, DOI: 10.1016/j.quascirev.2003.12.008.
- Weatherall P., Marks K.M., Jakobsson M et al. A new digital bathymetric model of the world's oceans, *Earth and Space Science*, 2015, vol. 2, iss. 8, p. 331–345, DOI: 10.1002/2015EA000107.
- Web sources*
- Borodkin V.N., Smirnov O.A., Inozemtseva L.A. [“Explosion pipes” in the waters of the Barents-Kara Seas and the north of Western Siberia – one of the positive criteria for forecasting oil and gas content], *Tyumenskaya oblast': istoricheskaya retrospektiva, realii nastoyashchego, kontury budushchego* [Tyumen oblast: historical retrospective, realities of the present and contours of the future], *Sbornik statei mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii*, 2019, p. 547–553, URL: <http://www.ipgg.sbras.ru/en/science/publications/publ-trubki-vzryva-v-akvatorii-barentsevo-karskogo-547553-2019> (access date 10.12.2024). (In Russian)
- Kozlov S.A. Otsenka ustoichivosti geologicheskoi sredy na morskikh mestorozhdeniyakh uglevodorodov v Arktike (Assessing the stability of the geological environment of offshore hydrocarbon deposits in the Arctic), *Elektronnyi zhurnal neftegazovoe delo*, 2005, no. 1, URL: <https://ogbus.ru/article/view/inzhenerno-geologicheskaya-stratifikaciya-zapadno-arkticheskoy> (access date 10.12.2024). (In Russian)

Received 08.11.2024

Revised 12.12.2024

Accepted 21.01.2025