

УДК 552.3(263)

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА РАЙОНА РИФТА КНИПОВИЧА И ВПАДИНЫ МОЛЛОЙ (НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКИЙ БАССЕЙН)

© 2010 г. Н. П. Чамов, С. Ю. Соколов, В. В. Костылева, В. Н. Ефимов, А. А. Пейве, Г. Н. Александрова, М. Е. Былинская, Э. П. Радионова, С. И. Ступин

Геологический институт РАН

119017 Москва, Пыжевский пер. 7;

E-mail: nchamov@yandex.ru, sysokolov@yandex.ru

Поступила в редакцию 12.04.2010 г.

На основе мультидисциплинарного анализа материалов 24 рейса НИС “Академик Николай Страхов” рассмотрено строение осадочного чехла северной части рифта Книповича, разломной зоны Моллой и одноименной впадины, поднятий Святогор и Ховгард, холмов Горыныч, гор Литвина и Погребницкого, а также западного склона архипелага Шпицберген. По материалам батиметрической съемки поверхности дна многолучевым эхолотом, непрерывного сейсмического и вертикального акустического профилирования показано существование в неотектонической структуре двух главных систем нарушений – ССЗ и ССВ. Установлено соответствие ССВ системы нарушений, в частности линейных зон преимущественного развития клавишных деформаций, простирающемуся реконструируемых для данного региона линий магнитных аномалий. Рассмотрены вопросы тектонической природы рифта Книповича и возможные перспективы его дальнейшего развития. По характеру волнового поля на сейсмических профилях НСП в составе осадочного чехла намечены 4 сейсмокомплексы, которые свидетельствуют о существовании контрастных обстановок седиментации и активных тектонических процессов на разных этапах формирования северной части Норвежско-Гренландского бассейна. Установлено влияние разломной зоны Моллой на появление в верхней, хорошо стратифицированной части осадочного разреза серий горизонтальных рефлекторов акустически прозрачных бесструктурных светлых пятен (“blankings”), характерных для областей восходящей миграции поровых флюидов. Микропалеонтологическое изучение (палиноморфы высших растений, диноцисты, планктонные фораминиферы, диатомеи) показало присутствие в осадках миоценовых комплексов. Среди бентосных фораминифер установлены позднепалеоценовые–среднеэоценовые комплексы. Состав породообразующих компонентов песчаников свидетельствует о направленной смене во времени минерально-терригенных ассоциаций от полевошпатово-кварцевой к мезомиктово-кварцево-граувакковой.

Изучению северной части рифта Книповича, разломной зоны Моллой и одноименной впадины, поднятий Святогор и Ховгард, холмов Горыныч, гор Литвина и Погребницкого, западного склона и шельфа архипелага Свальбард был посвящен 24-й рейс НИС “Академик Николай Страхов” [Зайончек и др., 2007, 2010].

Исследования проводились в рамках проекта “Позднемезозойская-кайнозойская тектоно-магматическая эволюция баренцевоморского шельфа и континентального склона как ключ к палеогеодинамическим реконструкциям в Северном Ледовитом океане” (руководители А.В. Зайончек, Х. Брекке) при поддержке Норвежского нефтяного директората и программ фундаментальных исследований Президиума РАН № 14, 16 и 17 (руководители академики Г.А. Жеребцов, В.М. Котляков, Н.П. Лавров, Ю.Г. Леонов, Ю.М. Пушаровский).

В составе единого Норвежско-Гренландского бассейна территория исследований является свя-

зующим звеном между структурами Атлантического и Северного Ледовитого океанов и является ключевой для понимания геологического развития всего арктического региона.

Процессы растяжения и формирование осадочных бассейнов в регионе происходили, начиная с позднего девона и карбона, в пределах Норвегии и восточной Гренландии [Braathen et al., 2002; Eide et al., 2002; Hartz et al., 2002; Osmundsen et al., 2002, 2003].

Рифтогенные процессы, связанные с левосторонним смещением Гренландии-Лаврентии относительно Балтики [Ziegler, 1988], вызывали многократное растяжение континентальной коры Норвегии и приводили к появлению множества осадочных бассейнов над системами нормальных сбросов, вырождающихся в пластичной зоне средней коры [Mosar et al., 2002]. Согласно реконструкциям движения Гренландии относительно неподвижной Европы [Torsvik et al., 2001],

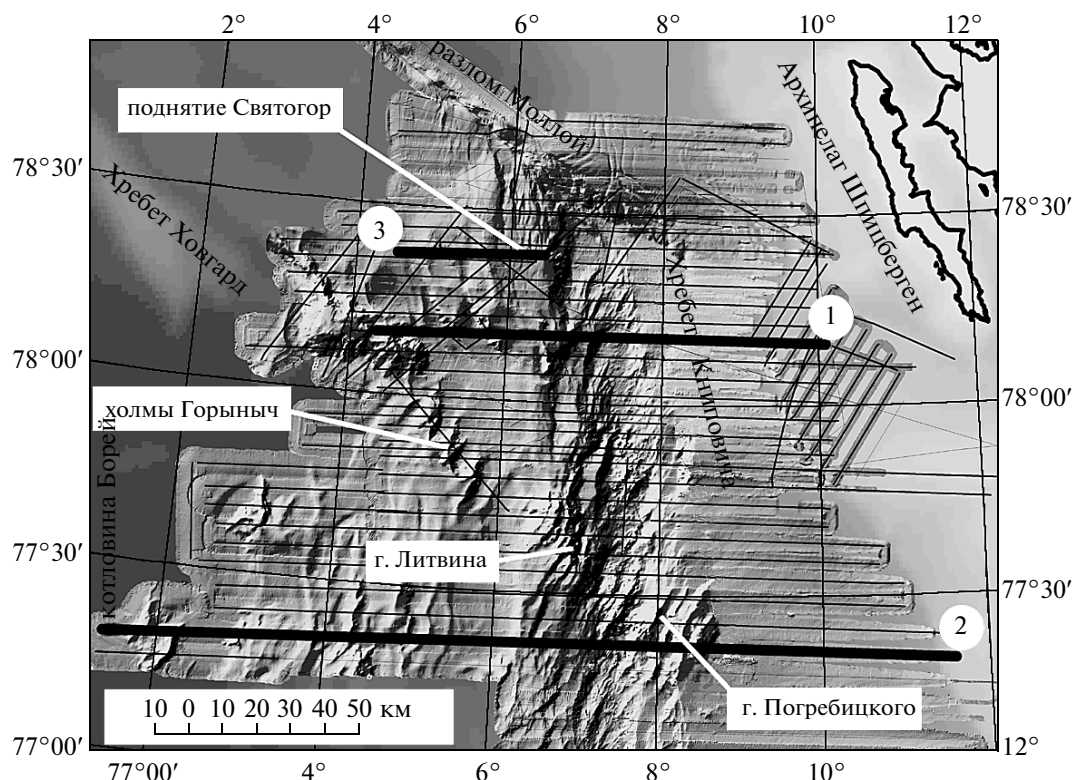


Рис. 1. Схема района работ 24 рейса НИС “Академик Николай Страхов” (Геологический институт РАН, Норвежский нефтяной директорат, 2006 г.). Оттененный рельеф по данным многолучевого эхолота Seabat 8150 [Зайончек и др., 2007].

Профили НСП: 1 – S24-P2-08; 2 – S24-P2-22; 3 – S24-P2-12b (фрагмент).

наиболее интенсивная фаза раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна имела место в эпоху в интервале 55–33 млн лет (24–13 магнитные аномалии). Раскрытие северной части Норвежско-Гренландского бассейна началось около 33 млн лет назад (13 аномалия), когда Гренландия и Евразия отделились друг от друга [Talwani, Eldholm, 1977; Myhre et al., 1982].

Частные модели для разных этапов рифтинга рассмотрены в работах [Vogt, 1986; Torske, Prestvik, 1991; Parker, 1993; Lundin, Dore, 1997; Dore et al., 1999; Fleet, Boldy, 1999; Brekke, 2000; Dynamics..., 2000; Skogseid et al., 2000; Brekke et al., 2001].

Несмотря на пристальное внимание геологов к данному району, многие вопросы его развития остаются дискуссионными. В частности, до сих пор нет единого мнения о природе рифта Книповича, времени его образования и роли в геодинамическом развитии региона.

Изучение строения осадочного чехла с целью выявления этапов и обстановок его формирования являлось одной из главных целей экспедиции. В ходе рейса исследовательские галсы были ориентированы субширотно в интервале от 2° в.д. до 10° в.д. и охватывали главные морфоструктуры

региона: континентальный склон к западу от Шпицбергена, рифтовую долину Книповича и поднятия к западу от нее, в частности поднятие Ховгард, предположительно являющееся останцем континентальной коры (рис. 1). В меридиональном направлении район съемки занимает область между 79°04' с.ш. до 77°15' с.ш. и захватывает сочленение впадины Моллой и одноименной разломной зоны с северным сегментом хребта Книповича.

В статье обсуждаются новые данные о строении и возрасте осадочного чехла, полученные в результате анализа материалов сейсмопрофилирования и изучения образцов коренных осадочных пород океанского дна.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение поверхности океанского дна проводилось с помощью гидроакустического комплекса SeaBat фирмы Reson (Дания), включающего глубоководный (SeaBat 8150) и мелководный (SeaBat 8111) эхолоты с функцией сонара, интегрированные с профилографом EdgeTech 3300 и системой ориентирования Octans, датчиком скорости звука у антенн эхолотов SVP-70 и внешним

датчиком для измерения скорости звука в водной толще SVP-24. Получаемые данные собирались и обрабатывались с помощью программного пакета PDS 2000 (Дания), SonarWiz (США) и RadExPro 3.7 (Россия).

Изучение верхней части осадочного чехла проводилось методом вертикального акустического профилирования (ВАП) с помощью непараметрического профилографа EdgeTech 3300 (США), предназначенного для исследования строения верхней части осадочного чехла до глубин 50–100 м от поверхности морского дна на частотах от 2 до 6 кГц. Детальность работ обеспечивалась разрешающей способностью профилографа от 0.15 до 1 м. Для первичной визуализации использовалась базовая программа EdgeTech. Исходные файлы, полученные в ходе акустической съемки, были переведены в сейсмический формат SEG-Y с использованием программы, разработанной С.Ю. Соколовым.

Картирование осадочного чехла, залегающего на акустическом фундаменте, изучение его акустической стратификации и тектонических деформаций проводилось методом непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) с помощью оригинальных буксируемых пневмоизлучателей ПСК-75 [Ефимов, 2009] с типоразмерами рабочих камер 0.5 и 1 л. В ходе съемки средняя эффективная отражающая площадка от трассы к трассе имела перекрытие 87%, что обеспечило приемлемую коррелируемость осадочного разреза при центральной частоте сигнала около 70 Гц.

Изучение минерального состава породообразующих кластогенных компонентов песчаников выполнено в лаборатории сравнительного анализа осадочных бассейнов ГИН РАН с использованием классификации песчаных пород В.Д. Шутова [1975]. Для изучения отбирались образцы осадочных пород, имеющие свежие сколы и не обнаруживающие признаков ледового разнosa.

Определение микрофоссилий проведено в лабораториях палеофлористики, стратиграфии четверичного периода и микропалеонтологии ГИН РАН Г.Н. Александровой (споры, пыльца, диноцисты), М.Е. Былинской (фораминиферы неогена), Э.П. Радионовой (диатомеи) и С.И. Ступиным (фораминиферы палеогена).

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ МОРФОСТРУКТУР РАЙОНА РАБОТ

Наличие многочисленных структур разной ориентировки, природы и времени образования отражает сложный и многоэтапный характер деформации континентальной коры в пределах Норвежско-Гренландского бассейна (рис. 2).

Впадина Моллой имеет ромбовидную в плане форму. Она расположена на южном окончании

относительно короткого одноименного спредингового хребта, который протягивается на северо-восток до Шпицбергенской зоны разломов. Это наиболее погруженная структура изучаемого района с глубинами дна до 5500 м от поверхности моря, высокими (свыше 2 км) и крутыми (20° до 30°) бортами. Рельеф впадины осложнен разломами и оползневыми телами, а на южном склоне, по-видимому, и каньонами. К северному борту впадины примыкают два овальных куполовидных поднятия [Батулин, 1992].

Разломная зона Моллой определяет относительное смещение рифта Книповича и одноименного спредингового хребта. Кроме того, она является структурной границей Шпицбергенского (к северо-востоку) и Гренландско-Шпицбергенского (к юго-западу) плато.

По простиранию (около 315°) разломной зоны наблюдается ступенчатое погружение дна от 2200 м близ контакта с рифтом Книповича до 3000 м к впадине Моллой. На ее бортах прослеживаются серии уступов длиной от 4 до 60 км, осложненных поперечными нарушениями. В целом разломная зона Моллой представляет собой сложную сдвиговую зону, для которой по расположению эпицентров современных землетрясений была установлена правосторонняя компонента сдвиговых перемещений [Savostin, Karasik, 1981].

Гренландско-Шпицбергенское плато расположено между разломной зоной Моллой и системой поднятий Ховгард. В рельефе дна плато выражено как выровненная слабонаклонная структура, которая протягивается в северо-западном направлении до материкового склона Гренландии. Ширина плато остается неизменной практически на всем протяжении и составляет 64–65 км. На восточном краю плато нами изучено и опробовано драгированием поднятие Святогор, гребневидная вершинная часть которого вытянута в субмеридиональном направлении. Поднятие асимметрично: его западные склоны полого погружаются в сторону Гренландско-Норвежского плато, тогда как к востоку от гребневой части широко развит сбросовый ступенчатый рельеф. В целом ориентировка структур второго порядка в пределах поднятия Святогор определяется замыканием и поворотом рифтовой долины Книповича в области сочленения с разломной зоной Моллой.

Возможно, что Гренландско-Шпицбергенское плато и примыкающая к нему асейсмичная гряда Ховгард, которая по геолого-геофизическим данным считается реликтом утоненной континентальной коры, представляют собой останцы некогда единого Гренландско-Шпицбергенского киммерийского подвижного пояса, вовлеченного в процесс формирования океанической коры [Гусев, 1999].

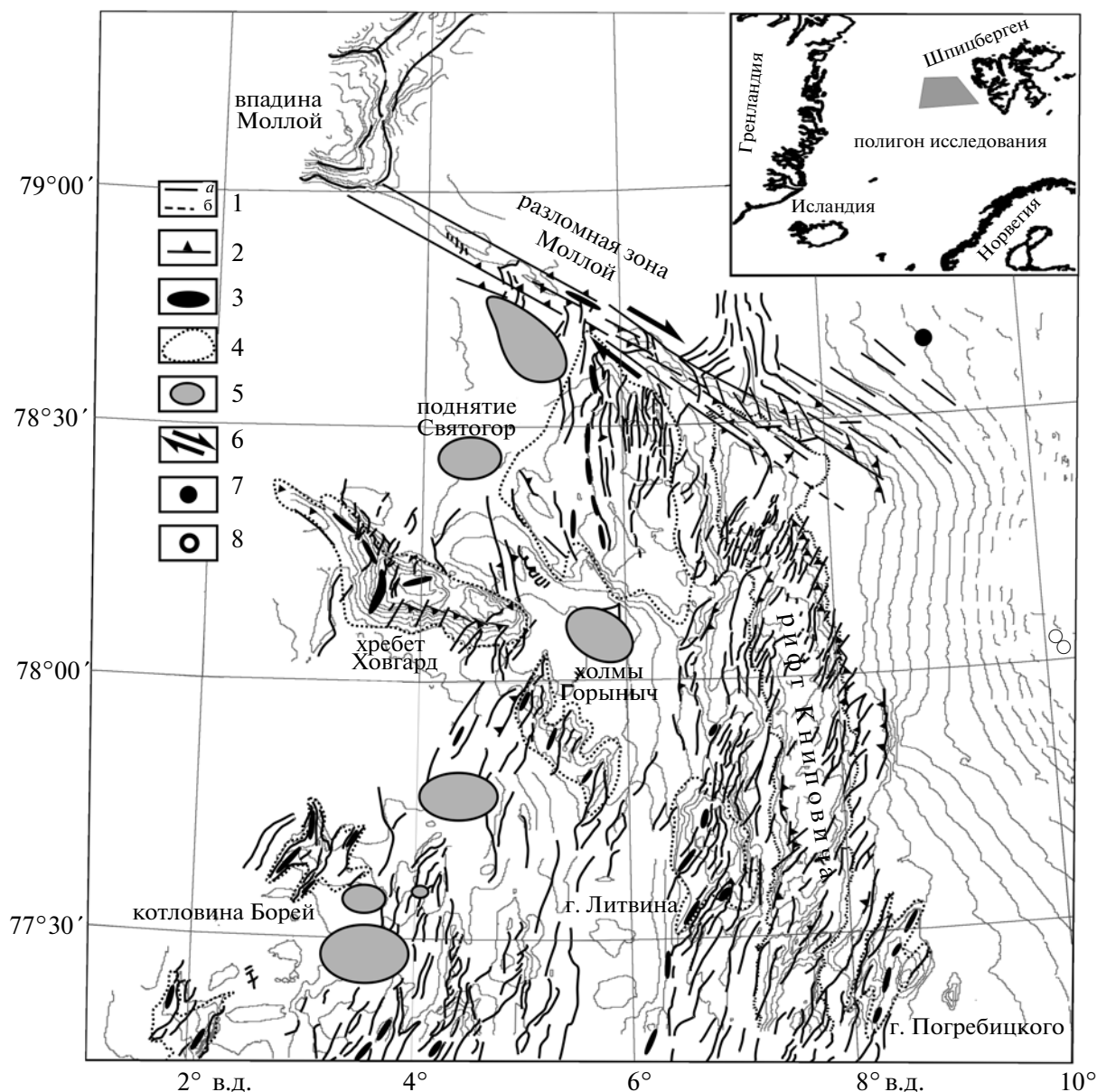


Рис. 2. Тектоническая схема северной части хребта Книповича, по [Пейве, Чамов, 2008] с изменениями.

1 — разломы (преимущественно сдвиги): *a* — наблюдаемые, *б* — предполагаемые; 2 — сбросы и сбросо-сдвиги; 3 — простирающие основные положительные структуры; 4 — контуры главных морфоструктур; 5 — области преимущественного распространения клавишных деформаций; 6 — направления движений по сдвигам; 7, 8 — нарушения в осадочном чехле, предположительно связанные с разгрузкой флюидов: 7 — постройка центрального типа, 8 — участки проседания.

Нами опробован только самый юго-восточный сегмент гряды (“поднятие Ховгард”), состоящий из рассеченных поперечными нарушениями структур на общем основании с простираением порядка 315° и минимальной глубиной около 1300 м.

На простирании поднятия Ховгард в юго-восточном направлении нами закартированы и опробованы драгированием крупные для района положительные формы рельефа — холмы Горыныч и гора Литвина. Холмы Горыныч состоят из

трех кулисообразных линейных возвышенностей, вытянутых с юга на север. Они расположены на едином основании, протягивающемся с северо-запада на юго-восток. Ряд эскарпов данной системы поднятий, как и на поднятии Ховгард, имеют северо-восточное простираение. Гора Литвина имеет в целом конусовидную форму с вершиной на глубине 900 м.

Линейность в расположении перечисленных структур и приуроченность к юго-западной границе Гренландско-Шпицбергенского плато поз-

воляет рассматривать их как единый линеймент. Не исключено, что к этой же структурной линии относится и расположенная к востоку от рифта Книповича гора Погребицкого, состоящая из нескольких кулисообразных линейных возвышенностей северо-восточного простирания.

Рифт Книповича является главной неотектонической структурой района. Протягиваясь на 550 км, он примыкает к разломной зоне Моллой на севере и сочленяется со спрединговым хребтом Мона на юге.

В пределах района работ рифт имеет субмеридиональное простирание и характеризуется хорошо выраженной в рельефе долиной шириной около 15 км и глубиной 2800–3400 м. Дно рифтовой долины представляет собой систему эшелонированных депрессий, разделенных поднятиями северо-восточного простирания. В пределах полигона исследований нами закартированы 4 крупных бассейна типа “пулл-апарт”, днища которых расположены на разных гипсометрических уровнях [Зайончек и др., 2007, 2010].

В рифтовой долине наблюдаются многочисленные поднятия, некоторые из которых представляют собой действующие подводные вулканы с лавовыми потоками, зафиксированные сонарной съемкой [Crane et al., 2001; Okino et al., 2002]. Поперечный профиль рифтовой долины V-образный; крутизна западного и восточного бортов меняется по простиранию рифтовой долины.

В месте сочленения с разломной зоной Моллой рифтовая долина максимально приближена к архипелагу Шпицберген.

Восточный борт долины относительно пологий, местами расчленен системой уступов, к востоку переходит в склон архипелага Шпицберген. Западный борт крутой, расчленен на многочисленные уступы, смещенные относительно друг друга как по простиранию, так и по глубине.

На расстоянии около 80 км к западу от оси рифтовой долины начинается глубоководная котловина Борей с глубинами более 3000 м. В ее пределах расположены два небольших поднятия с крутыми восточными и пологими западными склонами и минимальными глубинами 2200 км и 2400 км соответственно. Детальное описание морфологии рельефа приведено в работах [Пейве, Чамов, 2008; Зайончек и др., 2010].

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПО ДАННЫМ НЕПРЕРЫВНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО И АКУСТИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

На большей части района исследований, где метод НСП позволяет установить поверхность акустического фундамента, мощность осадочного чехла варьирует от нуля до 700 м в зависимости

от конкретной морфоструктуры. На западном склоне Шпицбергена картирование всего осадочного разреза не было проведено из-за недостаточной мощности источников волн НСП.

По характеру волнового поля на сейсмических профилях в составе осадочного чехла можно наметить несколько сейсмокомплексов (рис. 3, 4).

Сейсмокомплекс “А” приурочен к континентальному склону. Для него характерна отчетливая верхняя граничная поверхность. Акустический фундамент от бровки шельфа до восточного борта рифта Книповича нами не выделен из-за большой мощности осадочных накоплений, превышающих глубину НСП (см. рис. 3).

Осадки чехла хорошо стратифицированы, характеризуются субпараллельным и волнистым напластованием, прослеживаются методом НСП до глубин в первые сотни метров, а методом ВАП до глубин около 75 м ниже поверхности дна (см. рис. 4а). Оба дистанционных метода показывают наличие несогласий и локальных раздувов мощности слоев в разрезе, что обусловлено как вариациями седиментационного режима, так и деформациями накопленных отложений оползневыми и тектоническими процессами. Динамика отражений сейсмокомплекса высокая, что видно на НСП (см. рис. 3) и на ВАП (см. рис. 4а), кроме того, отмечается существенно меньшее проникновение волн, чем на абиссали и флангах хребта. В средней части склона наблюдаются многочисленные субвертикальные тектонические нарушения, пронизывающие всю осадочную толщу. Характерной чертой разреза континентального склона является присутствие акустически прозрачных линз оползневых отложений.

Сейсмокомплекс “Б” распространен практически на всей территории района работ, отсутствуя только на крутых склонах сбросового происхождения, и выделяется главным образом по ВАП.

Он представлен тонким (1–5 м) переслаиванием акустически контрастных темных и светлых пластов, сложенных, как представляется, преимущественно глинистыми и песчанистыми отложениями. Мощность сейсмокомплекса, как правило, составляет 20–25 м, однако в депрессиях котловины Борей достигает 80–100 м (см. рис. 3б).

Хорошо стратифицированные, прослеживаемые на значительные расстояния, рефлекторы сейсмокомплекса свидетельствуют об их формировании в ходе тектонически пассивной фазы седиментации. В современной структуре отчетливые рефлекторы повторяют рельеф в областях клавишных деформаций, а на участках развития сбросов параллельны поверхности сместителей и не обнаруживают характерного для синтектонической седиментации веерообразного расхождения слоев (например, на северо-восточном об-

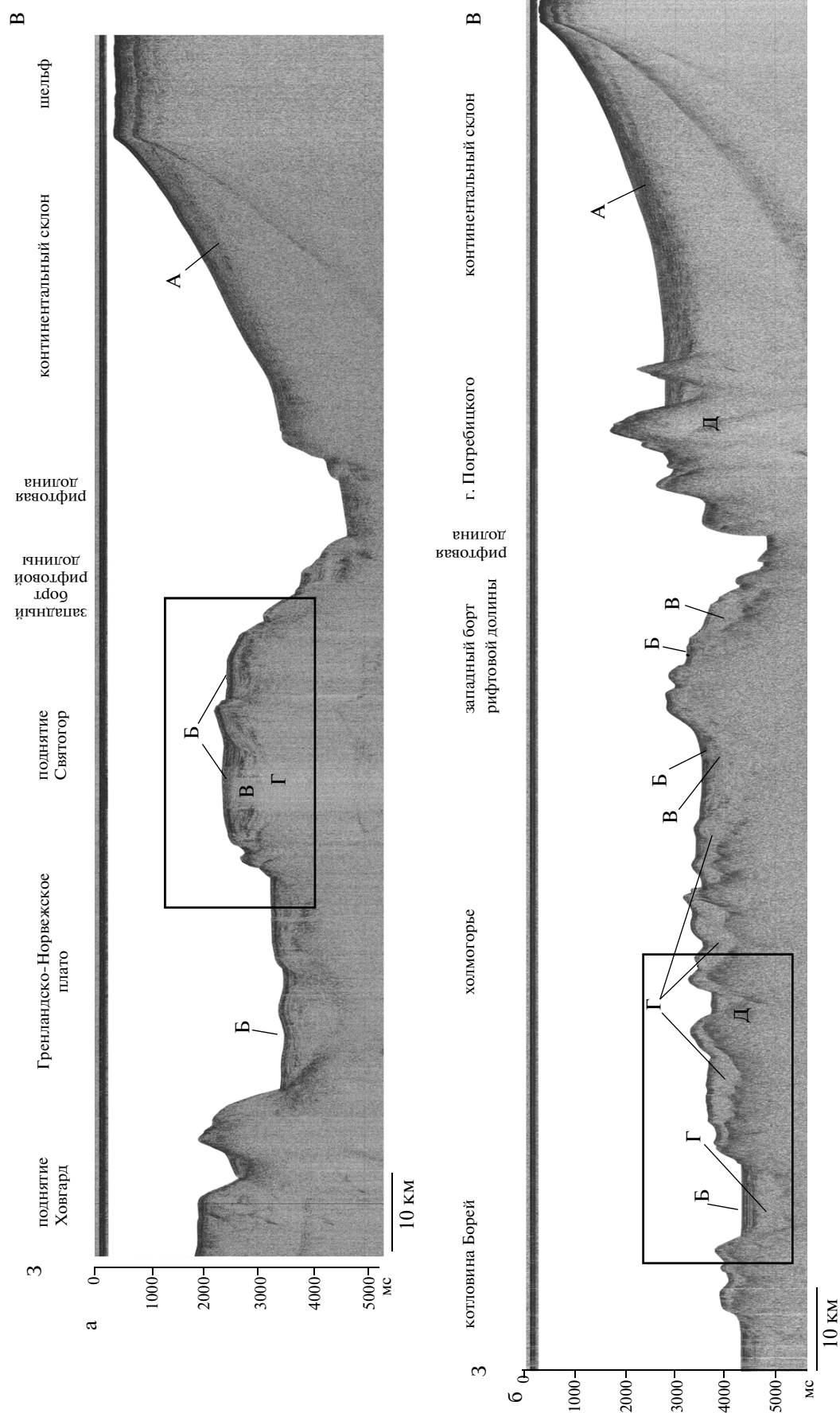


Рис. 3. Профили НСП по линиям: а – S24-P2-08; б – S24-P2-22. Прямоугольниками выделены фрагменты, представленные на рис. 4ж, 4з. Буквы на профилях – выделенные сейсмокомплексы. Положение профилей см. рис. 1.

рамлении поднятия Ховгард, см. рис. 4г). Это свидетельствует о накоплении отложений сейсмокомплекса до формирования неотектонического структурного плана территории. Исключением являются клинообразно залегающие слои к западу от отрога поднятия Ховгард (см. рис. 4б).

В районе разломной зоны Моллой характерной чертой сейсмокомплекса “Б” является появление среди серий горизонтальных рефлекторов акустически прозрачных бесструктурных светлых пятен (“blankings”) разного размера, что связано с уменьшением амплитуды сейсмических волн в интервалах разуплотненных флюидонасыщенных осадков. Мелкие пятна линзовидной формы обычно ориентированы по напластованию и выделяются в пределах некоторых пластов в виде локальных обособлений (см. рис. 4в). Наблюдаются и более крупные округлые и вертикально вытянутые пятна (до 10–20 м по длинной оси), пронизывающие слоистость. Это области разуплотнения осадков и мелких антиклинальных деформаций, куда, вероятно, нагнетается газоносный флюид при движении по субвертикальным тектоническим нарушениям, которые всегда сопутствуют данным образованиям и прослеживаются в глубину осадочного разреза на десятки метров. Часто осветленные каналы соединяют акустически прозрачные линзы, расположенные на разных гипсометрических уровнях, и либо затухают в осадочной толще, либо прослеживаются до поверхности. Крупные каналы, непосредственно приуроченные к тектоническим нарушениям, имеют вид инъекционных субвертикальных структур протяженностью до нескольких десятков метров (см. рис. 4г).

Наблюдаемые акустически прозрачные тела и приразломные инъекционные структуры характеризуют области восходящей миграции поровых флюидов [Гинсбург, Соловьев, 1994; Валяев, 1999]. Существование необходимой для реализации данного процесса обстановки тектонического сжатия подчеркивается наличием отчетливо проявленных малоамплитудных взбросов (см. рис. 4г). Результаты исследований по распространению метаносных флюидов и положению поверхности ложного рефлектора дна (BSR — bottom-simulating reflector) в районе исследования приведены в работах [Vanneste et al., 2005; Чамов и др., 2008].

Сейсмокомплекс “В” встречается редко и имеет более четкую акустическую стратификацию по сравнению с сейсмокомплексом “Г”. В данном случае речь не идет о сравнении с придонным комплексом “Б”, который хорошо стратифицирован, но картируется в описанном виде только по данным ВАП. Наличие серии четких рефлекторов до глубин 300–400 м под дном может быть связано с присутствием плотных литифицированных отложений, средней скоростью седиментации и наличием временных интервалов для уплотнения осадков. В пределах полигона, где наблюдается сейсмокомплекс “В”, акустический фундамент с морфологией, типичной для океанических базальтов, отсутствует. Подобный фундамент обнаружен только под сейсмокомплексом “Г”. Образцы записи сейсмокомплекса “В” приведены на рис. 4ж и 4е.

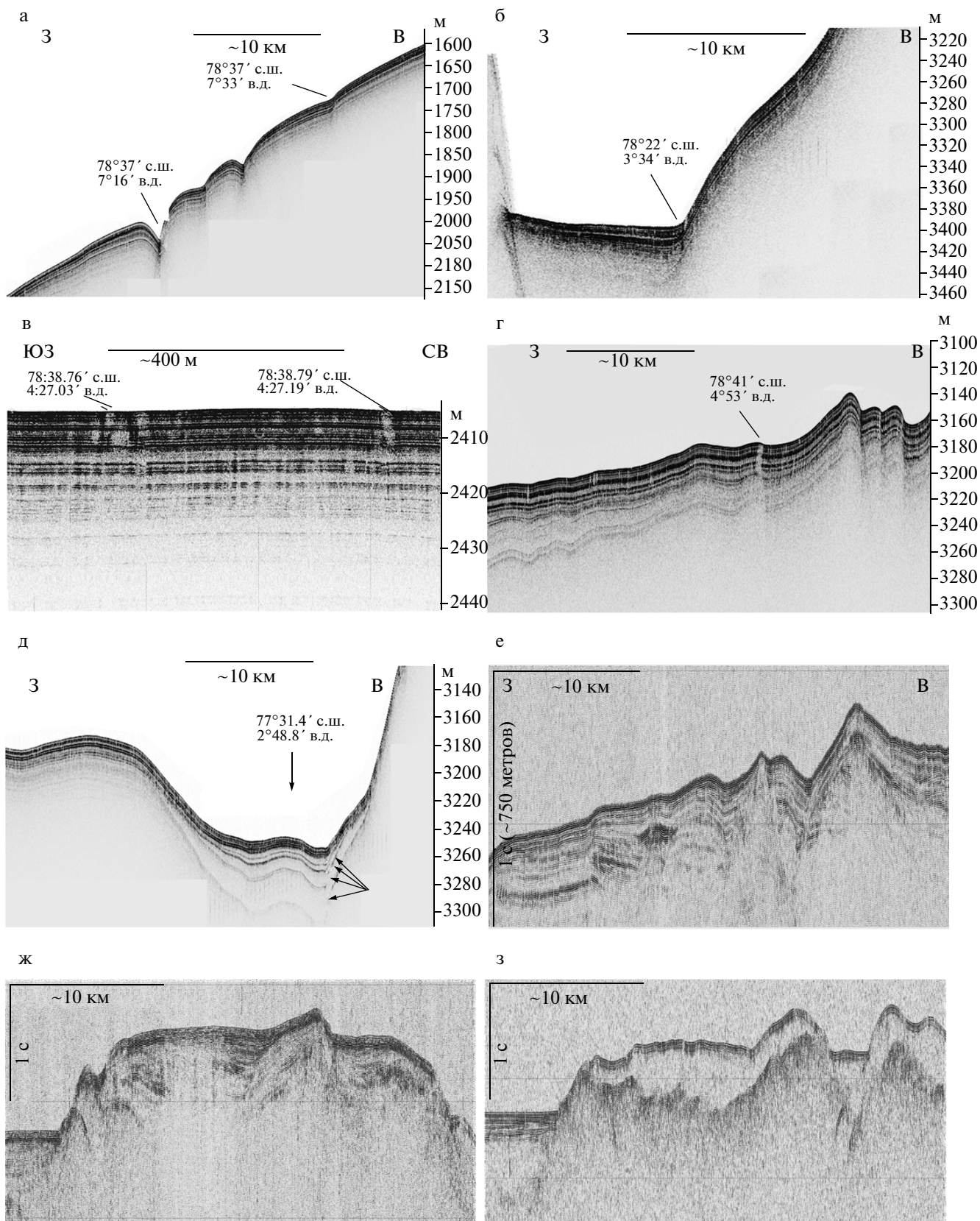
Взаимоотношение сейсмокомплексов “Б” и “В” зависит от конкретной тектонической структуры. На участках, не подвергшихся значительным тектоническим деформациям, например, на западном борту впадины Моллой и на территории Гренландско-Норвежского плато, сейсмокомплексы “Б” и “В” имеют согласные границы (см. рис. 4в). В других случаях между сейсмокомплексами прослеживаются клинообразное залегание пластов и угловые несогласия (см. рис. 4г, 4д).

Характерной чертой сейсмокомплекса “В” является наличие внутренних несогласий и веерообразных раздувов слоистости, прежде всего в асимметричных грабенах (см. рис. 4д–4ж). Неравномерный, часто осложненный раздувами мощностей характер напластования, в сочетании с предположительно песчаным составом отложений свидетельствует о высокой гидродинамической активности обстановок седиментации, происходящей на фоне интенсивных тектонических движений.

В районе Норвежско-Гренландского плато наиболее глубокий рефлектор, подстилающий сейсмокомплекс “В”, имеет субгоризонтальный характер и акустическим фундаментом океанического типа не является (см. рис. 4е). Мощность сейсмокомплекса отложений от подошвы “Б” до сильных рефлекторов составляет около 350 м. Подобный рефлектор в вершинной части поднятия Святогор залегает на глубинах порядка 400 м ниже поверхности дна, а на его западном склоне — 200–250 м (см. рис. 3а, 4е, 4ж).

Рис. 4. Характерные образы волнового поля.

а — нижняя и средняя части континентального склона, б — клинообразное залегание слоев в грабене к западу от поднятия Ховгард, в — участки осветления в акустических разрезах верхней части осадочного чехла при горизонтальном залегании, г — мелкоамплитудные взбросы и осветления, связанные с антиклинальными формами в осадках, д — клинообразное залегание пластов верхней части сейсмокомплекса “В” (указано стрелками), е — рефлекторы сейсмокомплекса “В” (профиль НСП S24-P2-12b, фрагмент), ж — записи сейсмокомплекса “В” (профиль НСП S24-P2-08, фрагмент), з — записи сейсмокомплекса “Г” (профиль НСП S24-P2-22). Положение профилей см. рис. 1.



Сейсмокомплекс “Г” по характеру волнового поля акустически прозрачен и не содержит внутренних рефлекторов, мощности его резко варьируют (см. рис. 3б, 4з). Подобные толщи могут отлагаться в результате лавинной седиментации в средних частях конусов выноса, где велика концентрация грубообломочного материала. Об этом свидетельствует отсутствие контрастных отражающих границ, которые, как правило, возникают при наличии перерывов в осадконакоплении, когда в результате уплотнения осадков формируется толща, резко отличающаяся от материала, поступившего позже. Отсутствие подобия кровли комплекса и его подошвы — акустического фундамента — говорит о большой скорости формирования сейсмокомплекса. Другими словами, отсутствуют признаки нормального пелагического осадконакопления, сопровождающегося облеканием фундамента и субгоризонтальным напластованием. В то же время, подобные осадочные формы могут быть сформированы придонными течениями, влияющими на процесс отложения (или переотложения) осадочного материала; они известны в районе действия контурных течений в антарктическом сегменте Атлантики [Соколов и др., 1999].

Полная акустическая прозрачность свидетельствует, вероятно, о преимущественно песчаном составе осадков и высокой скорости их накопления, когда не успевали произойти процессы литификации, создающие контраст между литифицированной толщей и свежими наносами. Такие условия характерны для обстановок лавинной седиментации, связанной с обильным поступлением кластики в растущее пространство аккумуляции. Верхнюю границу сейсмокомплекса (дно или сейсмокомплекс “Б”) установить удастся всегда. Подошвой комплекса служит акустический фундамент.

Отметим еще одну интересную особенность распределения комплекса “Г”. При отсутствии подобия формы кровли и подошвы этого комплекса, в целом его залегание на фундаменте субгоризонтально. Подобие появляется там, где имеет место резкий подъем рельефа, связанный, вероятнее всего, с деформациями коры — подъемом и наклоном небольших (3–5 км) блоков. Подобные формы наблюдаются в зоне “холмогорье” (см. рис. 3б).

Сейсмокомплекс “Д” (акустический фундамент) отчетливо прослеживается на большей части территории за исключением глубоких депрес-

сий, мощных осадочных толщ на восточном борту хребта Книповича и участков развития комплекса “В”. Он обладает специфической морфологией отражений, представленной совокупностью волн от шероховатой базальтовой поверхности второго океанического слоя. Верхняя границная поверхность сейсмокомплекса очень контрастна, что объясняется резким скачком скоростей сейсмических волн на границе осадочных и магматических пород. Глубина залегания поверхности от уровня моря сильно варьирует — от 3800 м под прогибами на юго-западе района до 900 м на г. Погребницкого (см. рис. 3б).

СОСТАВ ПОРОД И КОМПЛЕКСЫ МИКРОФОССИЛИЙ

Описание поднятых при драгировании пород и установленных в образцах микрофоссилий приводится по станциям наблюдений, показанных на рис. 5.

Станция S2401 — восточный борт впадины Моллой. Начало драгирования: 79°04.77' с.ш., 03°23.7' в.д., глубина 4523 м; отрыв от дна: 79°04.86' с.ш., 03°27.41' в.д., глубина 3820 м.

Поднято около 100 кг илов (30%) и твердых пород (70%), представленных глыбами (50%) со следами неровных сколов (размером до 20 см) и щебенкой (50%) размером около 4–5 см. В составе пород песчаники составляют около 30%, алевролиты 10% и аргиллиты 55%. Экзотические для данного набора драги обломки рассматривались нами как материал ледового разноса (5%). В ряде случаев на фрагментах пород отмечен Fe-Mn налет толщиной до 2 мм. В отдельных образцах видны следы тектонических деформаций.

Песчаники (обр. S2401/02–15, 20, 24, 25, 35) серые, иногда с линзочками темноцветного алевролита (обр. S2401/20); отмечены известковистые тонкослоистые (обр. S2422) и вулканомиктовые зеленовато-серые (обр. S2401/35) разности.

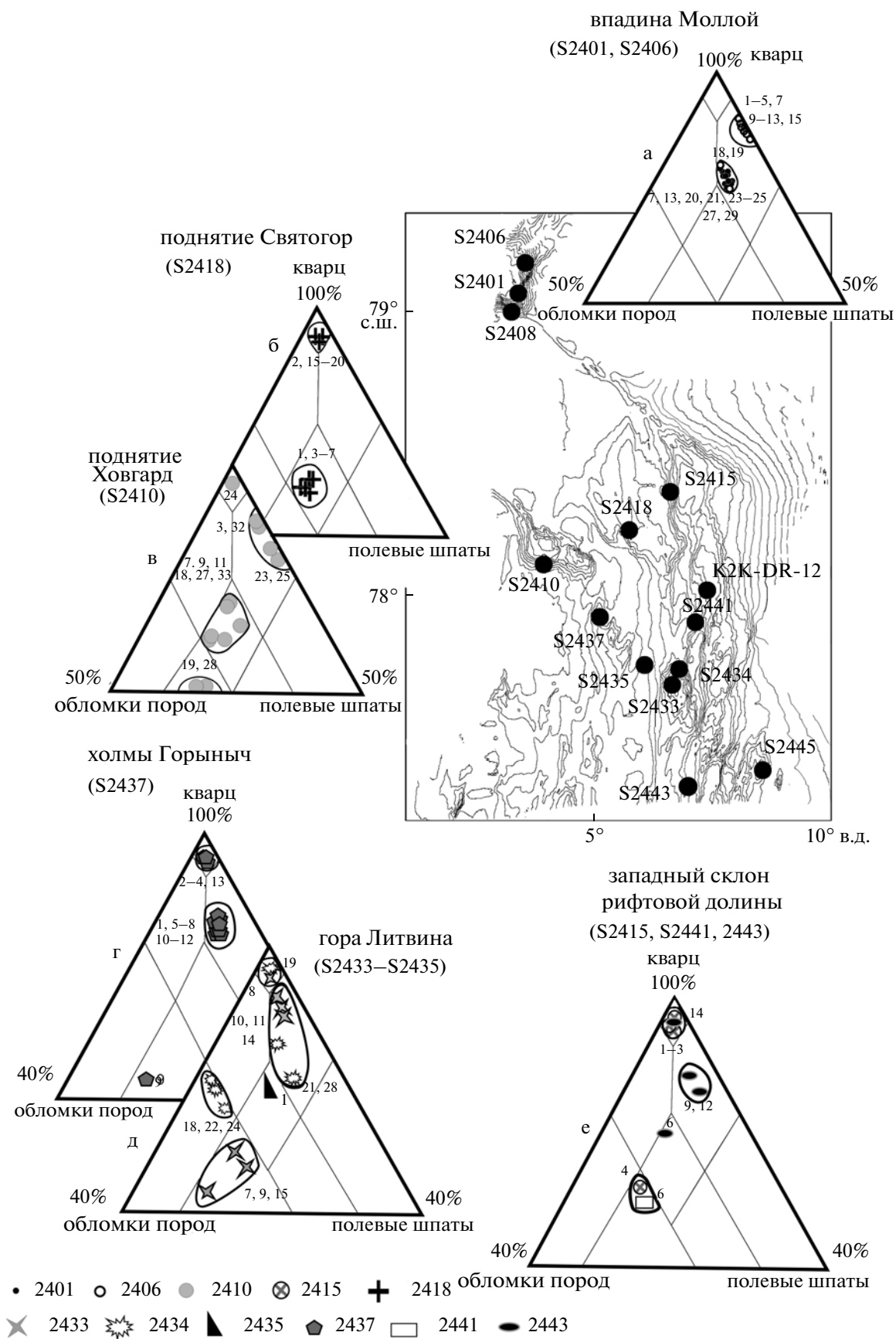
Алевролиты (обр. S2401/21, 23, 26, 33, 34, 36) светло-серого, иногда зеленоватого цвета иногда рассланцованные (обр. S2401/23).

Аргиллиты (обр. S2401/16–19, 29–32, 36) темно-серые и черные массивные, присутствуют слоистые и неслоистые разности, иногда трещиноватые.

Рис. 5. Положения фигуративных точек состава песчаников на классификационной диаграмме В.Д. Шутова [1975].

а — впадина Моллой; б, в — поднятия: б — Святогор, в — Ховгард; г — холмы Горыныч; д — гора Литвина; е — западный склон рифтовой долины (на треугольных диаграммах: цифрами показаны номера образцов песчаников, фигурными значками — станции драгирования).

Станции драгирования: S2401–S2445 — НИС “Академик Николай Страхов”; K2K-DR-12 — НИС “Профессор Логачев” [Гусев, 2005].



Глины (обр. S2401/1, 2) увлажненные, темно-серые, бурые; содержат редкие, мелкие включения обломков аргиллита.

Экзотический материал представлен окатанными обломками габбро-долерита, кварцита и гранита.

Ранее при драгировании западного и юго-западного бортов впадины были подняты ультраабзиты [Hansen et al., 2003].

В обр. S2401/507 встречена одна раковина *Subbotina* cf. *triloculinoides* (Plummer). Возраст — поздний палеоцен.

Станция S2406 — восточный борт впадины Моллой. Начало драгирования: 79°10.63' с.ш., 03°30.79' в.д., глубина 4590 м; отрыв от дна: 79°10.49' с.ш., 03°41.13' в.д., глубина 3185 м.

Сильно литифицированные коренные глинисто-песчаные породы (50%) и кварцитовидные песчаники (45%) разной размерности (от 1–2 до 20 см). Некоторые обломки покрыты Fe-Mn корками толщиной более 1 мм. Основной материал представлен двумя типами пород: глинисто-песчаными породами (50%) и кварцитовидными песчаниками (45%). Продукты ледового разноса составляют около 5%.

Глинисто-песчаные породы представлены зеленовато-серыми, мелко- и среднезернистыми, тонкослоистыми алевро-песчаниками с глинистым цементом, иногда слюдистыми (обр. S2406/1–8, 11–15) и темно-серыми и черными аргиллитами. В большинстве образцов хорошо проявлены трещины кливажа.

Окварцованные песчаники и гравелиты (обр. S2406/9, 10, 16–19) серые, мелко- и среднезернистые, массивные, иногда слюдистые (обр. S2406/10). При общем внешнем сходстве в них отмечаются некоторые вариации плотности и степени окварцевания. На поверхности некоторых образцов наблюдается кавернозность и следы будинирования (обр. S2406/9). В одном образце (S2406/16), в слаболитифицированном светло-сером среднезернистом, слоистом песчанике (толщина слойков от 1–2 до 15 мм) отмечено присутствие мелкого углефицированного детрита.

Экзотический для данной драги материал представлен шестью обломками терригенных пород со сглаженной поверхностью.

Станция S2408 — южный борт впадины Моллой. Начало драгирования: 79°02.80' с.ш., 03°14.76' в.д., глубина 4939 м; отрыв от дна: 79°00.83' с.ш., 03°12.07' в.д., глубина 3450 м.

Поднято около 30 кг (25%) обломков (3–5 до 13 см) в различной степени литифицированных пород, включая окатыши глин (2–4 см), заключенных в плотный ил (75%). В составе обломков выделяются преимущественно осадочные породы, представленные глинами (50%) и алевроити-

стыми глинами (45%), а также продукты ледового разноса (5%).

Алеврито-глинистые породы представлены светло-серыми, алевроитистыми, слюдистыми глинами (S2408/2, 3) и темно-серыми некарбонатными глинами (S2408/501). В глинах присутствуют тонкие прослои слоистых ожелезненных алевролитов, отмечаются многочисленные фрагменты тонкостенных раковин моллюсков белого цвета и ходы илоедов. В одном образце S2408/1 обнаружен слепок (около 13 см в поперечном сечении) внутренней полости раковины (*Inosegatus*?).

Алевроитистые разности (S2408/4–8) более плотные, как правило, ожелезненные, распадаются на угловатые обломки неправильной формы. В некоторых образцах алевролитов можно отметить ожелезнение по трещинам.

Встречены обломки темно-серого, тонкослоистого, неплотного алевролита (S2408/503).

Экзотический материал представлен несколькими обломками кварцитов и окварцованных песчаников размером до 8 см в поперечном сечении.

Обр. S2408/2 содержит фораминиферы: *Rhizammina* sp., *Karrerella horrida* (Miatliuk) и *K. conversa* (Cushman). Комплекс состоит только из агглютинирующих бентосных видов, обитавших, вероятно, на глубинах ниже уровня карбонатной компенсации.

Обр. S2408/502 — две раковины планктонных фораминифер: *Subbotina* cf. *triloculinoides* (Plummer) и *Acarinina* cf. *subsphaerica* (Subbotina). Возраст — поздний палеоцен; не исключено, что раковины переотложены.

В обр. S2408/2 обнаружены палиноморфы. В комплексе спор и пыльцы чаще всего встречается двумешковая пыльца хвойных плохой сохранности: *Disaccites*, *Pinus* spp. Споры представлены малым количеством и в основном характерны для юрско-меловых отложений: *Leiotriletes*, *Todisporites* sp., *Biretisporites* sp., *Stereisporites* spp., *Deltoidospora* sp., *Cyathidites* sp., *Gleicheniidites* sp., *Lycopodiumsporites* sp., *Cicatricosisporites* sp., *Osmundacidites* sp., *Foraminisporis asymmetricus* (Cookson et Dettman) Dettman, *F. wonthaggiensis* (Cookson et Dettman) Dettman, *Laevigatosporites ovatus* Wilson et Webster. Единично встречена пыльца *Triatriopollenites* sp., *T. plicoides*, *Alnus* sp., *Tsuga* sp., характерная для эоцен-олигоценых отложений.

Среди диноцист определены раннемеловые — *Batioladinium micropodium*, меловые — *Exochosphaeridium phragmites* (Clarke et Verdier) Clarke et al., *Exochosphaeridium* sp., *Oligosphaeridium asterigerum* (Gocht) Davey et Williams, эоцен-олигоценые — *Wetzeliiella* sp. Часто встречаются неогеновые виды — *Barssidinium pliogenicum* (Head) Head, *Selenopemphix dionaeacysta* Head et al., *Sele-*

nopemphix brevispinosa subsp. *brevispinosa* Head et al., *Reticulatosphaera actinocoronata* (Benedek) Bujak et Matsuoka — и виды широкого стратиграфического распространения — *Spiniferites* sp., *Apteodinium* sp., ?*Chytroesphaeridia* sp., ?*Isabelidinium* sp. Встречаются органические оболочки микрофораминифер.

В спектре образца **S2408/3** доминирует двухмешковая пыльца хвойных плохой сохранности (Disaccites), не определяемая до рода. Состав спор и пыльцы носит смешанный характер и представлен таксонами, характерными для юры—раннего мела — *Stereisporites* spp., *Laevigatosporites* sp., *Osmundacidites* sp., *Verrucosisporites* sp., *Klukisporites* sp., *Neoraistrickia rotundiformis* (К.-М.) Taras., *Cicatricosisporites hallei* Delcourt et Sprumont, *Cicatricosisporites* sp., *Microreticulatisporites* sp., *Pilosporites trichopapillosus* (Thiergart) Delcourt et Sprumont, *Murospora* sp., *Coptospora paradoxa* (Cookson et Dettman) Dettman, *Perinopollenites elatoides* Couper, *Callialasporites dampieri* (Balme) Dev, *Classopollis* sp., *Inaperturipollenites limbatus* Balme, *Cerebropollenites mesozoicus* (Couper) Nillson, *Scyadopityspollenites macroverrucosus* (Thier.) Iljina, *Qudriculina limbata* Mal., *Dipterella oblatinoides* Mal., *Podocarpidites* sp., Cycadaceae; позднего мела—раннего палеогена — *Deltoidospora* sp., *Gleicheniidites* spp., *Lycopodiumsporites marginatus* Singh, *Lycopodiumsporites* sp., *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover, *Trudopollis* sp., *Triatriopollenites* sp., *Rugubivesiculites* sp., эоцена—неогена — *Jussiae* sp., *Tsuga* sp. и таксонами широкого стратиграфического распространения — *Leiotriletes* sp., *Cyathidites minor* Couper, Taxodiaceae—Cupressaceae, Pinaceae.

Среди диноцист определены раннемеловые — *Batioladinium* sp., меловые — *Chichaouadinium vestitum* (Brideaux) Bujak et Davies, *Circulodinium distinctum* (Deflandre et Cookson) Jansonius, *C. cf. attadalicum* (Cookson et Eis.) Helby, *Circulodinium* sp., *Exochosphaeridium bifidum*, *Exochosphaeridium* sp., *Odontochitina operculata* (O. Wetzell) Deflandre et Cookson, *Oligosphaeridium asterigerum*, *Oligosphaeridium totum* Brideaux, *Chatangiella spectabilis* (Alberti) Lentin et Williams, *Chatangiella* sp., *Lejeunecysta* sp., эоцен-олигоценные — *Wetzeliella* sp., олигоцен-миоценовые — *Selenopemphix selenoides* Benedek и виды широкого стратиграфического распространения — *Operculodinium cf. centrocarpum* (Deflandre et Cookson) Wall, *Hystrichosphaeridium tubiferum* (Ehrenberg) Deflandre, *Spiniferites* sp., *Apteodinium* sp., ?*Chytroesphaeridia* sp., *Fibrocysta* sp., *Cribroperidinium cf. muderongense* (Cookson et Eisenack) Davey, *Isabelidinium* sp., *Microdinium ornatum* Cookson et Eisenack. Также встречены акритархи (*Paralecaniella indentata* (Defl. et Cookson) Cookson et Eisenack, *Myrcystridium* sp.), празиофиты (*Leiosphaeridia* sp.) и неопределимые перидинеиоидные цисты. Встречаются органические оболочки микрофораминифер.

В спектре образца **S2408/5** доминирует двухмешковая пыльца хвойных плохой сохранности (Disaccites), не определяемая до рода. Состав спор и пыльцы носит смешанный характер и представлен таксонами, характерными для юрско—раннемелового возраста — *Stereisporites* spp., *Cibotiumspora juncta* (Kara-Murza) Zhang, *Verrucosisporites* sp., *Osmundacidites* sp., *Foraminisporis asymmetricus* Dett., *Cicatricosisporites* sp., *Lycopodiumsporites* sp., *Laevigatosporites ovatus* Wilson et Webster, *Laevigatosporites canalicus*, *Inaperturipollenites limbatus*, *Araucariacites australis* Cookson, *Quadriculina limbata* Mal., *Alisporites* sp.; эоцен-раннеолигоценного — *Tricolpites* sp., *Tripuripollenites* spp., *Triatriopollenites plicoides* Zakl., *Alnus* sp., *Myrica* sp., Ericaceae и таксонами широкого стратиграфического распространения — *Leiotriletes* sp., *Cyathidites minor* Couper, *Gleicheniidites* spp.

Состав диноцист носит смешанный характер и, в основном, представлен не определенными хоратными формами плохой сохранности и таксонами широкого стратиграфического распространения — *Achomosphaera* sp., *Oligosphaeridium* complex (White) Davey et Williams, *Oligosphaeridium* sp. Среди стратиграфически важных видов присутствуют альбские виды — *Litosphaeridium arundum* (Eisenack et Cookson) R. J. Davey, *Chichaouadinium vestitum*; раннемеловые — *Pareodina* sp., *Subtilisphaera* sp., позднемеловые — *Lejeunecysta* sp., *Surculosphaeridium cf. longifurcatum* (Firtion) Davey et al.; эоцен-олигоценные — *Wetzeliella* sp. Встречаются органические оболочки микрофораминифер, сколекодонты.

Состав спор и пыльцы в **обр. S2408/502** носит смешанный характер и представлен таксонами юрско-мелового и палеоген-неогенового возраста. В спектре доминирует пыльца палеоцен-раннеэоценового возраста — *Aquilapollenites cruciformis* N. Mchedlishvili, *Trudopollis* sp., *Tripuripollenites robustus* Pfl., *T. spp.*, *Triatriopollenites plicoides* Zakl., *Triatriopollenites pseudorurensis* Pfl., *Triatriopollenites rurensis* Pflug et Thomson, *Triatriopollenites rorubites* (Potonie) Pfl., *Triatriopollenites* sp., эоцен-олигоценного — *Quercus* sp., *Comptonia* sp., *Carya* sp., *Juglans* sp., *Alnus* sp., *Myrica* sp., *Nuphar*, Ericaceae, олигоцен-неогенового — *Compositae*, *Polygonium*. Среди юрско-раннемеловых таксонов присутствуют: *Todisporites* sp., *Stereisporites* spp., *Polycingulatisporites* sp., *Cibotiumspora juncta*, *Kuylisporites lunaris* Cookson et Dettmann, *Osmundacidites* sp., *Foraminisporis wonthaggiensis*, *Klukisporites* sp., *Cicatricosisporites* sp., *Lycopodiumsporites* sp., *Laevigatosporites ovatus* Wilson et Webster, *Laevigatosporites canalicus*, *Classopollis* sp., *Inaperturipollenites limbatus*, *Quadriculina limbata* Mal., *Alisporites* sp., *Scyadopitys* sp; позднемеловые *Oculopollis* sp., а также таксоны широкого стратиграфического распространения — *Leiotriletes* sp., *Cyathidites australis* Couper, *Cyathidites minor* Couper, *Cyathidites* sp., *Gleicheniidites*

spp., не определяемая до рода двумешковая пыльца хвойных плохой сохранности (*Disaccites*), *Pinaceae*, *Cedripites* spp., *Podocarpidites* spp., *Pinus* spp.

Спектр диноцист имеет смешанный состав и представлен единичными экземплярами. Определены меловые таксоны — *Circulodinium* cf. *attadalicum*, *Odontochitina operculata* и виды широкого стратиграфического распространения — *Achomosphera* sp., *Cribrorperidinium* sp., *Impagidinium* sp., *Oligosphaeridium* sp. Среди стратиграфически важных видов присутствуют характерные для эоцен-олигоценых *Wetzeliiella* sp. и неогеновых отложений *Selenopemphix dioneacysta*, *Selenopemphix* sp.

Общее заключение по палиноморфам. Во всех образцах состав спектров спор, пыльцы и диноцист носит смешанный характер и представлен таксонами юрского, мелового и палеоген-неогенового возраста, отличаясь друг от друга только количественными параметрами. Такой состав палинокомплексов характеризует неоген-четвертичные отложения Северной Атлантики [Mudie, 1987, 1989; Head et al., 1989; Smelror, 1999]. В изученных пробах определены диноцисты: *Selenopemphix dioneacysta* — зональный вид среднего миоцена [de Verteuil, Norris, 1996], и характерные миоценовые виды *Selenopemphix brevispinosa* subsp. *brevispinosa*, *Reticulatosphaera actinocoronata*, *Barsidinium pliocenicum*. Эти таксоны указываются в верхнемиоценовых отложениях скв. 908, поднятие Хогвард [Poulsen et al., 1996] и плиоценовых отложениях скв. 986D (Seismic Unit SV-VIII и SV-VII), западная окраина Шпицбергена [Smelror, 1999]. На основании изложенного образцы станции S2408 могут быть датированы верхним миоценом—плиоценом.

В обр. S2408/502 обнаружены диатомеи: *Trinacria regina*, *Trinacria exculpta* var. *tetragona*, *Nitzschia* sp., характерные, в основном, для верхов палеоцена—низов эоцена. Здесь же установлен *Nitzschia* sp., род известный с миоцена.

Станция S2410 — южный склон поднятия Хогвард. Начало драгирования: 78°05.64' с.ш., 03°53.48' в.д., глубина 2778 м; отрыв от дна: 78°07.25' с.ш., 03°52.17' в.д., глубина 2224 м.

Подняты обломки литифицированных осадочных пород и крупные комковатые фрагменты алевроитистых глин, заключенных в светло-коричневый ил. Общий вес обломков достигал 30 кг (около 30% от всей массы поднятого материала). Обломки имеют разную степень окатанности и сглаженные края, покрытые черной плотной Fe-Mn коркой. Средний размер обломков примерно 0.5–1 см.

В глинах присутствуют включения неориентированных галек осадочных пород различной степени окатанности (обр. S2410/1, S2410/34). Некоторые обломки имеют следы ледниковой штриховки. Обломки представлены углистыми и

светло-серыми аргиллитами (обр. S2410/2), тонкослоистыми алевро-аргиллитами (обр. S2410/4), светло-серыми алевролитами (обр. S2410/5–8, 10, 14), алевро-песчаниками (обр. S2410/31, 32), мелко- и среднезернистыми, тонкослоистыми песчаниками (обр. S2410/3, 18–20, 28, 30, 33), окварцованными песчаниками (обр. S2410/12, 13, 17, 21, 22, 27) и кварцитами (обр. S2410/23–25).

В некоторых песчаниках наблюдаются признаки оползания (обр. S2410/9), биотурбации (обр. S2410/16) и брекчирования (обр. S2410/11). В образце S2410/30 отмечены две серии микрослойков толщиной 1–2 мм — горизонтальная и косослоистая. Встречены единичные обломки розовато-коричневого известняка (обр. S2410/15), перекристаллизованного до появления кальцита, калиевого гранита (около 2 см) (обр. S2410/29) и стяжение гидроокислов железа неправильной формы размером около 4 см (обр. S2410/26).

Обнаружены спикеры губок и раковины погонофор хорошей сохранности.

Станция S2415 — западный борт рифтовой долины Книповича. Начало драгирования: 78°22.26' с.ш., 06°44.94' в.д., глубина 3082 м; отрыв от дна: 78°21.85' с.ш.; 06°32.6' в.д., глубина 2015 м.

Поднято около 50 кг однородного вязкого ила темно-серого цвета с обломками пород (около 5% от массы поднятого материала) размером от 1 до 15 см (преобладающий размер 3–4 см).

Обломки представлены плотными темно-серыми массивными кварцевыми песчаниками (обр. S2415/1–3), менее плотными зеленовато-серыми тонкослоистыми песчаниками (обр. S2415/4), серыми массивными алевролитами (обр. S2415/5), плотными серыми (обр. S2415/8) и черными (обр. S2415/6), иногда окремнелыми аргиллитами (обр. S2415/7), известняками, розовато-белыми кварцитами (обр. S2415/11) и кварц-хлоритовыми сланцами (обр. S2415/12). Некоторые обломки покрыты тонким налетом оксидов Fe и Mn; в образце S2415/10 толщина железо-марганцевой корки достигает 2 мм.

Станция S2418 — юго-западный склон поднятия Святогор. Начало драгирования: 78°13.4' с.ш., 05°37.34' в.д., глубина 1848 м; отрыв от дна: 78°13.58' с.ш., 05°46.34' в.д., глубина 1543 м.

Поднято около 70 кг (80%) илов и 20 кг (20%) плотных глин и обломков пород разного состава, размера и степени окатанности. Породы представлены неокварцованными (около 50%) и окварцованными (около 40%) коренными терригенными породами и продуктами ледового разноса (10%). Кроме того, обнаружены желваки железистых стяжений гидроокислов Fe (обр. S2418/12) и полое стяжение, частично заполненное полужидким глинистым материалом (обр. S2418/11).

Среди глинистых разностей различаются плотные серовато-бурые глины с отдельными включе-

ниями окатанных обломков углистых аргиллитов и плотных осадочных пород размером до 1 см в поперечном сечении (обр. S2418/21, 22) и менее плотные темно-серые глины (обр. S2418/23).

Неокварцованные терригенные породы представлены окатанными, реже угловатыми, обломками песчаников (обр. S2418/1–7) и аргиллитов (обр. S2418/8, 9).

Песчаники массивные от светло-серых до зеленовато-серых, тонко- и неравномернослоистые, мелко-среднезернистые и неравномернозернистые, иногда с включениями растительного детрита и слюды, подчеркивающими плоскости напластования (обр. S2418/6 и 7). В образце S2418/10 виден контакт мелкозернистого тонкогоризонтальнослоистого песчаника с темно-серым слоистым аргиллитом.

Аргиллиты представлены буроватыми и темно-серыми углистыми тонкослоистыми (обр. S2418/9) и рассланцеванными (обр. S2418/8) разностями. По рассланцеванию наблюдается ожелезнение.

Другую группу пород составляют окварцованные песчаники и аргиллиты. Размер угловатых обломков колеблется от 1 до 20 см (в среднем 3–5 см).

Песчаники коричневатые-серые массивные и тонко-горизонтальнослоистые, средне-крупнозернистые (обр. S2418/5–9, 20). В составе большинства образцов присутствует биотит, занимающий около 20% объема породы и подчеркивающий слоистую текстуру породы. Образец S2418/7 содержит около 40% слюды. В образце S2418/9 отмечаются неравномерные мелкие скопления сульфидов.

Аргиллиты темно-серые брекчированные (обр. S2418/13), пронизанные сетью кальцитовых жилок.

Продукты ледового разноса представлены обломками гранита, диорита, гранито-гнейса, темно-серого известняка, светлого кварцевого песчаника и аргиллита. На поверхности обломка песчаника S2418/3 наблюдается отчетливая ледниковая штриховка.

Станция S2433 — верхняя часть восточного склона горы Литвина. Начало драгирования: 77°40.87' с.ш., 07°44.78' в.д., глубина 1250 м; отрыв от дна: 77°42.28' с.ш.; 07°39.84' в.д., глубина 952 м.

Поднято около 70 кг (из них 30% ила и 70% обломков твердых пород разного размера, состава и степени окатанности). Среди обломков преобладают терригенные породы (около 50%), базальты (40%), продукты ледового разноса (около 10%) и единичные фрагменты карбонатных пород.

Ил составляет около 30% поднятого материала и представлен увлажненными пластичными глинами с большим количеством светло-серых кар-

бонатных трубочек, похожих на веточки кораллов (известковистые губки или карбонатные водоросли?) (обр. S2433/25, 36).

Обломки базальтов (обр. S2433/1–6) представлены афировыми и плагиоклаз-порфировыми (размер кристаллов плагиоклаза до 0.5 см) разностями подушечных лав. Породы с поверхности выветрелые (зона изменения до 1 см), ожелезненные по трещинам. Присутствуют частицы палагонитизированного вулканического стекла размером до 0.4 см.

Терригенные породы представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами.

Песчаники серые, массивные, мелко- и среднезернистые (обр. S2433/7, 8, 13, 14). Неотчетливо слоистые песчаники (обр. S2433/9) содержат мелкий детрит и крупные фрагменты (до 1.5 см) углистого вещества. В образце песчаника S2433/18 наблюдаются прослои более темного алевролитистого материала. Присутствуют рыхлые темно-коричневые и буровато-коричневые среднезернистые ожелезненные песчаники (обр. S2433/10, 11). В небольшом количестве встречены светло-серые песчаники с карбонатным цементом (обр. S2433/12). В них наблюдаются включения раковин пелеципод, остракод и, возможно, гастропод. На отдельных обломках развиты Fe-Mn корки толщиной до 5 мм.

Алевролиты (обр. S2433/17, 20, 22), алевро-аргиллиты (обр. S2433/19) и аргиллиты (обр. S2433/21) темно-коричневые, слабослоистые, слоистые и массивные.

Конгломераты (обр. S2433/15) малиново-бурые с включениями хорошо окатанных галек размером от 0.5–1.5 см. Цемент в этих породах карбонатный. Предположительно, данные конгломераты относятся к девонской свите Old Red, развитой на о. Западный Шпицберген.

Карбонатная минерализация развита преимущественно в виде корок (обр. S2433/12, 23). На многих обломках обнаружены карбонатные организмы *Serpula*, *Nubecularia* (обр. S2433/24) и постройки карбонатных губок(?) (обр. S2433/25, 26) в виде трубчатой сетки.

Среди продуктов ледового разноса присутствуют обломки крупнозернистого габбро, кварц-слюдяных гнейсов, гранитов, кварцитов и аргиллитов.

Станция S2434 — восточный склон г. Литвина. Начало драгирования: 77°42.06' с.ш., 07°01.65' в.д., глубина 2410 м; отрыв от дна: 77°42.28' с.ш., 06°48.7' в.д., глубина 1402 м.

Поднято около 100 кг обломков пород (80%) и ила (20%). Породы представлены крупными фрагментами и угловатыми обломками измененных базальтов (40%), обломками песчаников

(35%), аргиллитов (10%) и продуктами ледового разноса (15%).

В полужидком илистом материале присутствуют плотные, вязкие, темные глины (обр. S2434/36) с нечеткой слоистостью, содержащие неокатанные обломки аргиллитов и алевролитов, гальки кварцевых песчаников размером от 1 мм до первых см. Встречены обломки слаболигифицированных рыхлых коричневатых-серых карбонатных песчаников с многочисленными ходами илоедов (обр. S2436/33). Присутствуют темно-серые и зеленовато-серые плотные, но мягкие глинистые алевролиты (обр. S2436/34, 35). Перечисленные разности пород имеют неясную слоистость, содержат фауну.

Базальты (обр. S2434/1–15) афировые пористые, значительно более выветрелые, чем в драге S2433. Обломки (5–15 см до 40 см) имеют остроугольную форму с секториальной отдельностью, покрыты гидроксидами Fe и Mn. Часто присутствуют корочки закалочного вулканического стекла, основная масса которого палагонитизирована. Миндалины в базальтах иногда заполнены карбонатным веществом.

Песчаники мелко-среднезернистые массивные (обр. S2434/20–25, 28) светло-серые, иногда с желтоватым оттенком. Преобладающий размер угловатых и сглаженных обломков песчаников составляет 3–10 см. Большинство обломков покрыты тонкой Fe-Mn коркой. Отмечены прерывистая горизонтальная слоистость и мелкие оползневые деформации (обр. S2434/22). Присутствуют лиловатые и вишнево-малиновые разнозернистые, массивные песчаники с единичными гравийными зернами (обр. S2434/18, 19).

Алевролиты темно-серые тонкослоистые (обр. S2434/26). Аргиллиты алевролитистые слаболигифицированные (обр. S2434/27). В небольшом количестве присутствуют известковистые разности.

Экзотический материал представлен гнейсами, гранитами, кварцевыми песчаниками, кварцитами, кремнями, слюдяными сланцами, темно-серыми пелитоморфными известняками, светло-серыми кавернозными брекчированными известняками, содержащими углистые фрагменты, и плотными неяснослоистыми известковистыми песчаниками с прослоями ожелезненного вещества.

В обр. S2434/35 определены бентосные фораминиферы *Spirosigmoilinella* sp., *Glomospirella* sp. emend. Miller et al., 1982; *Reticulophragmium amplectens* (Grzyb.), *Lenticulina* sp. Возраст — см. станцию S2441.

Станция S2435 — западный склон г. Литвина. Начало драгирования: 77°43.85' с.ш., 06°33.24' в.д., глубина 1450 м; отрыв от дна: 77°43.31' с.ш., 06°39.42' в.д., глубина 1067 м.

Поднято около 150 кг ила (95%), в котором обнаружено 10 обломков остроугольных и сглаженных песчаников и известняков, а также экзотического материала, представленного гранито-гнейсами.

Песчаники серые, тонко-горизонтально-слоистые, с углефицированным детритом по напластованию (обр. S2435/1).

Карбонатные породы представлены темно-серыми пелитоморфными (обр. S2435/2) и светло-серыми органогенно-обломочными (обр. S2435/3) известняками. На выветрелой поверхности последних видны отпечатки раковин пелелипод, кораллов.

Станция S2437 — юго-восточный склон северной вершины холмов Горыныч. Начало драгирования: 77°54.84' с.ш., 05°10.9' в.д., глубина 2500 м; отрыв от дна: 77°55.30' с.ш., 05°08.65' в.д., глубина 2068 м.

Поднято около 120 кг вязких илов (30%) с гальками и остроугольными обломками твердых пород. Среди твердых обломков 60% занимают песчано-глинистые породы, около 40% — экзотический материал. На большинстве обломков наблюдаются фрагменты черных Fe-Mn корок толщиной до 2 см (обр. S2437/3–35).

Глинистые породы представлены плотной, ржаво-желто-серой, неоднородной по цвету глиной (обр. S2437/31) с многочисленными песчанистыми зернами и углистой алевролитистой глиной темно-коричневого цвета (обр. S2437/15). В глинистом полужидком материале присутствуют окатыши плотных ожелезненных, песчанистых глин и песчаников, а также железистые корки, состоящие из рыхлых гидроксидов железа (обр. S2437/24) и единичные сфероидные стяжения (размером до 12 см) железистого материала (обр. S2437/22, 23).

Песчано-глинистые породы представлены обломками песчаников (обр. S2537/1–13, 28), алевролитов (обр. S2437/14, 17), аргиллитов, алевроаргиллитов (обр. S2437/16, 25–27) и алевропелитов (обр. S2437/29, 30).

Песчаники варьируют от мелко- до крупнозернистых, от плотных, полностью литифицированных, до рыхлых, с железистым цементом. Для последних характерно развитие оторочки выветривания толщиной до 0.4 см. Присутствуют коричнево- и буро-серые массивные и неотчетливо горизонтально-слоистые слюдистые песчаники (обр. S2437/1–6, 8, 9, 11, 28). В образце S2437/8 неравномерное зернистое песчаника отмечены прерывистая горизонтальная слоистость, мелкие включения углисто-глинистого материала размером 0.3–0.7 см и единичные гальки (до 2 см), ориентированные длинными осями по напластованию. В образцах песчаника S2437/9 и S2437/11 наблюдаются прерывистые включения углисто-

глинистого материала. Присутствуют тонкоплитчатые светло-серые мелкозернистые разности, содержащие слюду и включения углестого детрита (обр. S2437/7), песчаники с тонкой прерывистой слоистостью (обр. S2437/12, 13), а также мелкозернистые массивные малиново-серые с почти чистым неокрашенным кварцем (обр. S2437/10).

Алевролиты слюдистые с прослоями аргиллитов (обр. S2437/14, 17). В образце S2437/17 на сколе видны фаунистические остатки.

Аргиллиты и алевро-аргиллиты плотные, плитчатые, черные и коричнево-черные. По поверхности плитчатой отдельности в них наблюдаются зеркала скольжения без признаков минерализации (обр. S2437/16, 25–27).

Алевропелиты ржаво-коричневые, карбонатные, плотные, неслоистые, однородные, содержат включения темного вещества (обр. S2437/29, 30).

Среди продуктов ледового разноса встречаются биотитовые гнейсы, граниты, гранодиориты, а также осадочные породы: песчаники, как правило, окварцованные, аргиллиты, органогенно-обломочные и пелитоморфные кремнистые известняки. В образце известняка S2437/18 присутствуют раковины брахиопод группы *Productus*.

Станция S2441 — западный борт рифтовой долины Книповича. Начало драгирования: 77°54.42' с.ш., 07°12.82' в.д., глубина 2930 м; отрыв от дна: 77°54.22' с.ш., 07°04.39' в.д., глубина 2140 м.

Поднято около 300 кг обломков плотных глин и терригенных осадочных пород со следами недавних сколов и пластичные серые илы (около 10%).

Сильноуплотненные глины (15%) бесструктурные, карбонатные по составу, содержат пудинговые включения (до 3 см) галек (обр. S2441/1–3).

Песчаники (5%) плотные, мелко-среднезернистые, имеют характерный оливково-зеленый и буровато-серый цвет (обр. S2441/8–16). Некоторые разности имеют карбонатный цемент (обр. S2441/12). Большинство песчаников гидротермально изменены и ожелезнены. Образец песчаника S2441/15 пронизан прожилками кварца толщиной до 2 мм.

Алевролиты (30%) светло-серые тонко-горизонтальнослоистые (обр. S2441/4–7, 21, 22). Имеют плитчатую отдельность, содержат линзочки и прослои светло-серого кварцевого песчаника (1–3 мм до 1 см) и удлиненные ориентированные по плоскости гальки (глинистые окатыши), мелкие гравийные зерна, угловатые обломки (до 1 см) песчаных пород, реже (обр. S2441/6) сильно измененных базальтов.

Аргиллиты и алевро-аргиллиты (40%) черные, тонко-косослоистые, с плитчатой отдельностью, без признаков карбонатного цемента (обр. S2441/17–20,

23). Во всех образцах наблюдаются признаки будинирования и тектонического скольжения.

Продукты ледового разноса в драге представлены окатанными обломками и валунами песчаника, кварцита, алевролита и щелочного габбро.

В **обр. S2441/4** определены планктонные фораминиферы: *Globorotalia opima nana/continiosa*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides trilobus*. Их возраст дан по [Bolli, Saunders, 1985]. Переходная форма *nana/continiosa* существовала в позднем олигоцене—раннем миоцене до зоны N6 включительно. *G. trilobus* появилась в раннем миоцене в верхах зоны N4, а *G. ruber* — в зоне N5. Таким образом, возраст алевролита из образца S2441/4 можно определить в интервале зон N5–N6 стандартной шкалы (примерно середина раннего миоцена, 17–20 млн лет).

Бентосные фораминиферы, приуроченные к батинальным глубинам, определены в следующих образцах.

Обр. S2441/6: *Reticulophragmium pauperum* (Chapman); обр. S2441/19: *Cibicidoides allenii* (Plumm.); обр. S2441/20: *Saccammina placenta* (Grzyb.), *Trochammina* sp. emend Grandstein et al., 1994; обр. S2441/21: *Saccammina placenta* (Grzyb.), *Cibicidoides allenii* (Plumm.); обр. S2441/22: *Saccammina placenta* (Grzyb.); обр. S2441/23: *Ammonia marginulina aubertae* (Gradstein et Kaminski), *Clavulina* cf. *anglica* (Cush.), *Caudamina* cf. *excelsa* (Dylazanka).

Возраст определен на основании сравнения комплексов фораминифер с ассоциациями из Северо-Атлантического и Западно-Арктического регионов [Nagy et al., 1997, 2000; Miller et al., 1982; Gradstein, Kaminski, 1989; Hulsbos et al., 1989; Boltovskoy et al., 1992; Gradstein et al., 1994]. Все изученные образцы датируются в интервале позднего палеоцена—среднего эоцена. Заключение справедливо и для фораминифер из обр. S2434/35.

В этом же районе (от 77°50.97' с.ш., 07°19.52' в.д. до 77°50.99' с.ш., 07°22.8' в.д) в рейсе НИС “Профессор Логачев” драгой K2K-DR-12 с интервала глубин 3480–2630 м были подняты образцы пород, содержащие комплекс планктонных и бентосных фораминифер олигоцен-эоцена [Гусев, 2005].

На основании приведенных результатов изучения микрофораминифер можно заключить, что в западном борту рифтовой долины, частью которого является восточный склон г. Литвина, в районе станций S2434 и S2441, вскрываются отложения верхнего палеоцена—среднего эоцена, олигоцен и миоцена.

Станция S2443 — западный борт рифтовой долины Книповича. Начало драгирования: 77°15.45' с.ш., 07°11.47' в.д., глубина 3052 м; отрыв от дна: 77°15.00' с.ш., 07°08.00' в.д., глубина 2220 м.

Поднято около 100 кг крупных обломков, в составе которых присутствуют терригенные песчано-глинистые породы (30%), сильно измененные базальты и отдельные обломки вулканического стекла (15%), черные слоистые Fe-Mn корки (40%) и экзотический материал (15%).

Терригенные породы представлены песчаниками (обр. S2443/5–6, 13, 14), алевро-песчаниками (обр. S2443/7–10), алевролитами (обр. S2443/11, 12) и аргиллитами.

Песчаники светло-серые и светло-коричневые, мелко-среднезернистые, массивные, прерывисто- и тонкослоистые, с включениями углистого материала. В образце S2443/13 отмечено переслаивание серого, плотного, окварцованного, косоволнистого песчаника с коричневым тонкослоистым алевро-песчаником.

Алевро-песчаники римично-тонкослоистые плитчатые. В подчиненных количествах присутствуют светло-серые и буро-коричневые глинистые, тонкослоистые, плотные алевролиты и алевроитистые глины, схожие с некарбонатными плотными глинистыми разностями, поднятыми на станции S2441.

Базальты выветрелые, на отдельных участках рыхлые, ржаво-бурого цвета, афиновые (обр. S2443/1, 2, 4) и плагиоклаз-порфиновые (обр. S2443/3). В плагиоклаз-порфиновых разностях крупные (3–5 мм) вкрапленники занимают около 60%. Большинство вкрапленников плагиоклаза полностью замещено вторичными минералами. Вулканические стекла полностью палагонитизированы. Основная масса образцов покрыта Fe-Mn корками толщиной до 5 мм.

Обломки экзотического материала, как правило, имеют сглаженную форму и представлены гранитами, окварцованными песчаниками, гнейсами и алевролитами.

Станция S2445 – юго-восточный склон горы Погребницкого. Начало драгирования: 77°19.97' с.ш., 08°56.29' в.д., глубина 2030 м; отрыв от дна: 77°20.99' с.ш., 08°52.54' в.д., глубина 1590 м.

Поднято около 200 кг глыб и обломков базальтов и долеритов, которые составляют 90% всего материала. Остальной материал представлен породами ледового разноса (5%) и обломками плотных карбонатных зеленовато-серых глинистых пород с разноориентированными зеркалами скольжения (5%) (обр. S2445/13–15, 20). В небольшом количестве присутствуют конгломераты с карбонатным цементом (обр. S2445/16, 17) и карбонатные корки (обр. S2445/118, 19, 22).

Базальты афиновые (обр. S2445/1–8) и плагиоклаз-порфиновые (S2445/9–12) с секториальной отдельностью, характерной для лавовых потоков. Образец S2445/12 по своей структуре близок к долериту.

Часть базальтов очень сильно выветрелая, с охристыми скорлуповатыми Fe-Mn корками; некоторые обломки хлоритизированы. Только в двух образцах обнаружена стекловатая зона слабо палагонитизированного стекла и закалочная зона толщиной до 0.5 см (обр. S2445/1, 2).

Экзотический материал представлен обломками кварцита, кварцевого песчаника, гранита и гранито-гнейса.

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Результаты подсчета пороодообразующих кластогенных компонентов в шлифах из песчаников, поднятых при драгировании главных морфоструктур района исследований, приведены на рис. 5.

По совокупности структурно-вещественных признаков (сортированности, окатанности, состава пороодообразующих кластогенных компонентов и цемента пород) выделены полевошпатово-кварцевые и мезомиктово-кварцево-граувакковые песчаники (рис. 6).

Полевошпатово-кварцевые песчаники

Имеют широкое распространение во впадине Моллой (обр. S2401/7, 13, 20, 21, 23–25, 27, 29; S2406/1–5, 7, 9–13, 15, 18, 19), в западном борту рифта Книповича (обр. S2415/1–3; S2443/9, 12, 14), а также на поднятиях Святогор (обр. S2418/2, 15–20), Ховгард (обр. S2410/3, 23–25, 32), холмах Горыныч (обр. S2437/1–8, 10–13) и на горе Литвина (обр. S2433/8, 10, 11, 14; S2434/19, 21, 28) (см. рис. 66).

Песчаники светло-серые и серые, средне-мелкозернистые, реже разномелкозернистые, слабо слюдистые, иногда с пудинговой галькой кварца, слабо глинистые и глинистые; часто алевроитистые и извесковистые. Окатанность обломочного материала средняя, реже хорошая. Наблюдаются мелкие включения углистого материала. Текстура песчаников массивная или неотчетливо слоистая, в сильно преобразованных разностях сланцеватая.

Основную часть пород составляет кластогенный кварц преимущественно метаморфогенного, реже гранитоидного генезиса. Кристаллокласты представлены плагиоклазами (до 20%), зерна калиевого полевого шпата единичны. Литокласты (присутствуют не во всех образцах) представлены кремнями, изредка окремнелыми водорослевыми известняками. Количество литокластов достигает 10% (см. рис. 5а–5е).

Цемент в слабоглинистых песчаниках кварцевый регенерационный, связанный с растворением кварцевых зерен под давлением, реже поровый или порово-базальный, глинистый, хлорит-гид-

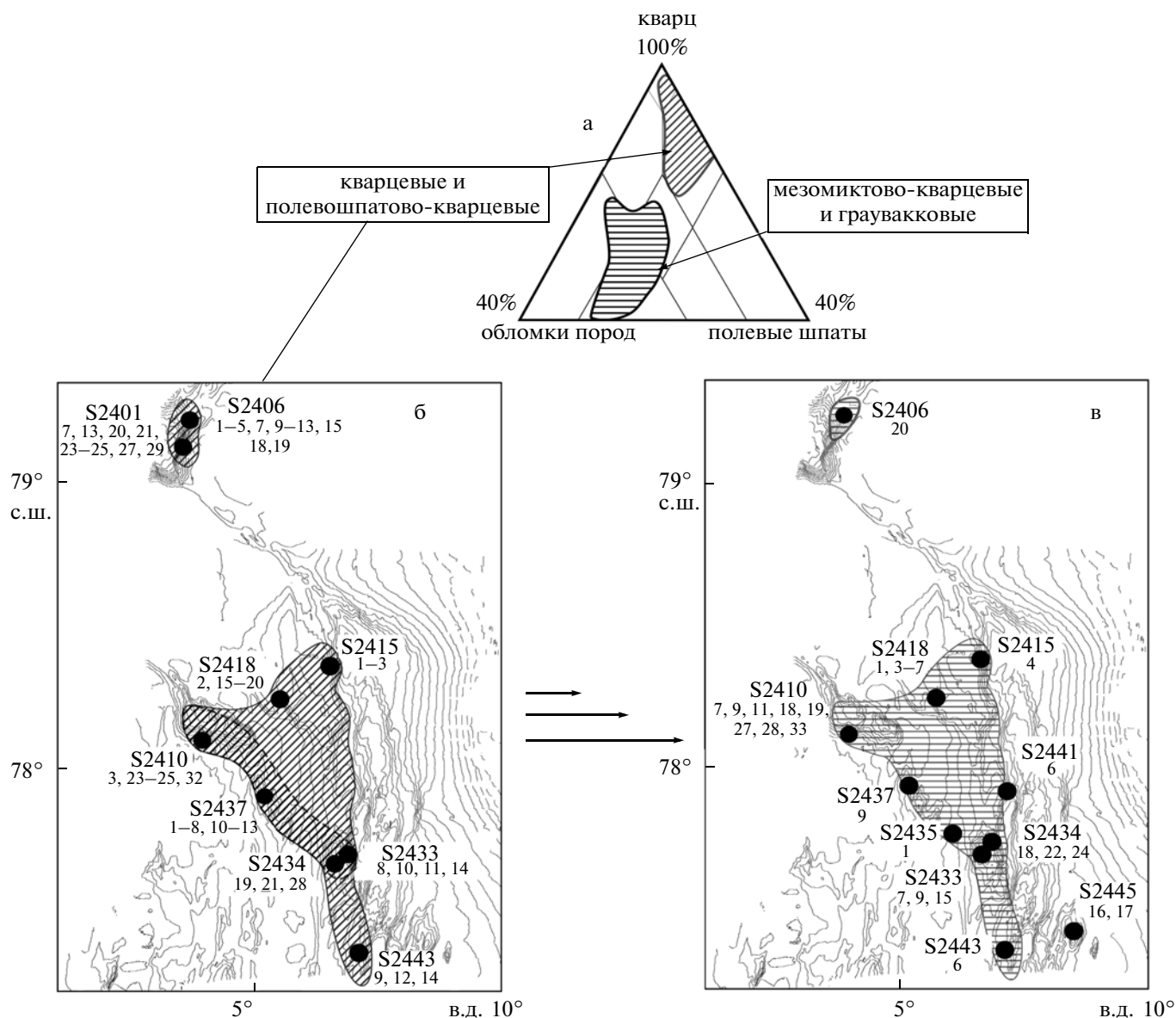


Рис. 6. Распространение терригенно-минеральных ассоциаций песчаников на площади полигона исследований.

а — положение полей ТМА на классификационной диаграмме В.Д. Шутова; б, в — распространение на территории полигона ассоциаций песчаников: б — полевошпатово-кварцевых (пунктиром указано поле распространение известковистых разностей), в — мезомиктово-кварцево-граувакковых.

рослудистый; иногда поры выполнены каолином. Структурно-вещественные признаки пород позволяют интерпретировать их как континентальные отложения.

На поднятии Ховгارد, холмах Горыныч и горе Литвина в ряде образцов песчаников наблюдается кальцитовый цемент и присутствие зерен глауконита, что указывает на морские условия седиментации. Примечательна линейная ориентировка точек отбора образцов с такими характеристиками (обр. S2410/3, 32; S2437/1, 5–8, 10–12; S2433/10, 11, 14; S2434/21, 28) (см. рис. 6б).

Постседиментационные изменения полевошпатово-кварцевых песчаников соответствуют стадии глубинного катагенеза с характерными конформно-регенерационными структурами растворения зерен под давлением, изредка с микростилолитами. В некоторых песчаниках поднятий Ховгارد, Святогор и западного борта рифтовой долины наблюдается рекристаллизационно-грануляционный бластез, однако первоначальная обломочная структура сохранена (обр. S2410/25, S2418/17, S2415/3). Во впадине Моллой встречаются песчаники, пронизанные тонкими кварцево-

хлоритовыми и кварцевыми прожилками, характерными для гидротермальной проработки пород.

Мезомиктово-кварцево-граувакковые песчаники

Распространены на поднятиях Святогор (обр. S2418/1, 3–7), Ховгард (обр. S2410/7, 9, 11, 18, 19, 27, 28, 33), холмах Горыныч (обр. S2437/9) и на горе Литвина (обр. S2433/7, 9, 15; S2434/18, 22, 24; S2435/1). Единичные образцы обнаружены на западном склоне рифтовой долины (обр. S2415/4, S2441/6, S2443/6) и во впадине Моллой (обр. S2406/20) (см. рис. 6в).

Песчаники темно-серые и зеленовато-серые мелко-среднезернистые, среднезернистые и разномозернистые иногда алевритистые, глинистые, часто известковистые. Наблюдаются включения углистого вещества. Окатанность обломочного материала плохая и средняя, присутствует некоторое количество хорошо окатанных зерен кварца. Текстура массивная, тонкая горизонтально-слоистая или косослоистая, иногда наблюдаются текстуры оползания.

Кристаллокласты представлены кварцем (65–40%) и плагиоклазами (5–20%) (см. рис 5б–5е); литокласты — главным образом кремнями (20–40%), изредка кварц-слюдяными сланцами. Встречаются крупные обломки кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников. Иногда наблюдаются интракласты алеврито-глинистых пород. В песчаниках присутствуют слюды (5–10%) и глауконит; на поднятии Ховгард (обр. S2410/7, 9, 11, 18, 27, 33), на г. Литвина (обр. 2433/7, 9) и в западном борту рифтовой долины (обр. S2415/4; S2441/6) отмечены обломки измененных базальтов и хлоритизированных гиалокластов. В песчаниках холмов Горыныч (обр. S2434/22, 24) более половины обломков пород представлены измененными базальтами. Цемент песчаников глинистый поровый и базально-поровый хлорит-гидрослюдистый, участками кальцитовый.

Постседиментационные изменения мезомиктово-кварцевых и граувакковых песчаников соответствуют стадии глубинного катагенеза. В наименее глинистых разностях развиты конформно-регенерационные структуры растворения зерен под давлением. Во впадине Моллой порода пронизана тонкими кварцево-хлоритовыми и кварцевыми прожилками, вероятно, связанными с влиянием гидротермальной деятельности в этом районе (S2406/20).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представления о формировании и направленности развития структурного плана территории

Приведенные выше результаты батиметрических исследований территории позволяют сде-

лать вывод о том, что формирование ее структурного плана определялось двумя главными системами напряжений — ССЗ и ССВ. К северо-западной системе относятся структуры, субпараллельные простиранию Палеошпицбергенской сдвиговой зоны (около 335°). В северо-восточных румбах (около 25°) ориентированы многочисленные нарушения, прослеживаемые по всей площади наблюдений, в том числе пересекающие рифтовую долину Книповича.

Полученные нами данные согласуются со структурной моделью развития Гренландской и Скандинавской пассивных окраин Северной Атлантики, основанной на обобщении результатов морских и сухопутных исследований [Mosar et al., 2002]. Согласно этой модели, крупная перестройка структурного плана в области непрерывного разъединения двух сопряженных окраин Гренландии и Норвегии произошла на рубеже мела и палеогена. Так, процессы рифтогенеза в интервале времени от поздней перми до позднего мела протекали в направлении ЗЮЗ–ВЗВ, вплоть до широтного, тогда как в позднемеловое–раннетретичное время растяжение происходило с ССЗ на ЮЮВ.

Примечательно, что система ССВ нарушений совпадает по простиранию с линиями магнитных аномалий, установленных для Норвежско-Гренландского бассейна [Olesen et al., 1997; Mosar et al., 2002]. К этой системе относятся спрединговый хребет Моллой и реконструируемая вблизи 7-ой магнитной аномалии ось палеоспрединга между рифтовой долиной Книповича и котловиной Борей [Mosar et al., 2002]. Напротив, система нарушений ССЗ простирания параллельна трансформным разломам Сенья, Моллой и Шпицбергенский, по которым смещены смежные сегменты океанической коры.

Особенно интересным в этой связи является субмеридиональное простирание рифтовой долины Книповича. Природа этой структуры вызывает много вопросов, поскольку, с одной стороны, здесь имеются явные признаки рифтогенного океанического вулканизма, а с другой — ее строение и геофизические поля не соответствуют таковым в типичных и хорошо изученных срединно-океанических хребтах [Гусев, Шкарубо, 2001].

В настоящее время данную структуру рассматривают как спрединговый хребет [Talwani, Eldholm, 1977; Батулин, 1990; Okino et al., 2002; Шипилов, 2004; Шипилов и др., 2006], косую трансформную рифтовую [Vogt, 1986; Thiede et al., 1990; Vogt et al., 1998] или трансенсивную сдвиговую систему [Mosar et al., 2002], сдвиговую зону над пологозалегающей плоскостью detachmента [Crane et al., 2001] или океанический рифт, находящийся на стадии структурного оформления [Гусев, Шкарубо, 2001].

В целом характер структурного плана территории свидетельствует о влиянии сдвиговых процессов на формирование рифта Книповича [Зайончек и др., 2007, 2010; Пейве, Чамов, 2008; Пейве, 2009]. Картируемая батиметрической съемкой структурная организация кулисно сопряженных бассейнов типа “пулл-апарт” характерна для континентальных рифтов, образованных по механизму простого сдвига. Кроме того, принципиальным отличием структуры рифта Книповича от срединно-океанических хребтов является отсутствие значимых смещений отрезков рифтовой долины по поперечным разломам и резкое несоответствие простирания структуры ориентировке линейных магнитных аномалий [Olesen et al., 1997; Mosar et al., 2002]. Последнее обстоятельство позволяет говорить о молодом возрасте образования рифта. Е.А. Гусев и С.И. Шкарубо [2001] предположили, что современная рифтовая зона хребта Книповича возникла в результате перескока оси спрединга в восточном направлении, произошедшем в позднем миоцене, причем новая ось растяжения стремилась максимально “спрямить” свое простирание.

Последнее предположение требует обсуждения. Предполагаемый перескок оси спрединга в восточном направлении привел не только к смене пространственного положения рифтовой долины, но и к смене ее простирания с ЮЮВ на меридиональное. С учетом изложенных выше данных о нетипичном для спрединговых хребтов строении рифта Книповича и его дискордантном положении к линиям магнитных аномалий (направлению раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна) такое развитие событий маловероятно. Более реалистичным представляется отмирание палеоспредингового хребта после появления в конце миоцена сдвиговой структуры, ставшей наиболее оптимальным тектоническим трансфером существовавших тектонических напряжений как минимум в северном сегменте хребта Книповича [Соколов, 2010].

Имеющиеся данные хорошо согласуются с моделью развития рифта Книповича как трансенсивной сдвиговой зоны, спрямившей один [Mosar et al., 2002] или несколько [Соколов, 2010] спрединговых сегментов домиоценовой океанической коры. Появление таких внутренних сдвигов, компенсирующих локальные различия скоростей и направлений деформации в областях единого растяжения, является простейшим решением системы тектонических напряжений [Тевелев, 2005].

Следует отметить, что процесс кинематического уравнивания напряжений в регионе не прекратился с появлением рифта Книповича. Полученные нами батиметрические данные свидетельствуют о продолжении системы меридио-

нальных нарушений Книповича к северу от разломной зоны Моллой (см. рис. 1, 2). Аналогичное наблюдение было сделано К. Крейн с соавторами при анализе изображений SeaMARK II, наложенных на данные батиметрической съемки [Crane et al., 2001].

К северу от разломной зоны меридиональные нарушения переходят в структуры гряды Вестнеса, где напряженное состояние среды подчеркнуто присутствием характерных вогнутых понижений рельефа дна в форме кратера (rockmarks), связанных с выходом газа [Vanneste et al., 2005]. Положительная форма рельефа, напоминающая вулканический аппарат центрального типа, обнаружена нами к востоку от описываемых нарушений на склоне Западного Шпицбергена в пределах площади распространения псевдодонных рефлекторов (BSR) [Чамов и др., 2008]. Южнее сонарной съемкой выявлены кратеры, образованные, вероятно, в результате проседания части осадков в местах концентрированной разгрузки значительного объема газонасыщенного флюида (см. рис. 2).

На основании изложенного можно предположить, что проградация трансформной зоны Книповича продолжится на север и приведет в будущем к отмиранию короткого спредингового хребта Моллой, который окажется вне зоны сдвиговых деформаций, а рифт Книповича в качестве тектонического трансфера объединит спрединговые системы Мона и Гаккеля.

В отношении впадины Моллой, обособленной от основных морфоструктур полигона исследований, можно сделать рабочее предположение, суть которого сводится к следующему.

По происхождению впадина Моллой относится к нодальным депрессиям дна. Это характерный тип структур, которые расположены в районе сочленения крупных разломных зон и срединно-океанических рифтов. Первоначально такие впадины были обнаружены в пределах разломов Атлантик, Океанограф, хребтов Горда и Карлсберг [Мазарович, 2000]. В последние годы появилось много данных о пространственной связи нодальных впадин с областями тектонической эрозии и выхода на поверхность дна пород океанической коры, которые получили название “океанических комплексов ядра” (oceanic core complexes). Наиболее детально изучен структурно сопряженный с нодальной впадиной океанический комплекс ядра на восточном пересечении Срединно-Атлантического хребта с разломной зоной Атлантик (30°10' с.ш.; 40°05' з.д.) [Cann et al., 1997; Blackmann et al., 1998, 2002; Schroeder et al., 2001].

Учитывая широкое развитие процессов растяжения в регионе, пространственное положение впадины Моллой и факт обнаружения ультрабазитов на ее склоне, можно предположить ее связь

со структурой тектонического поднятия глубоких частей коры.

Океанические комплексы ядра являются аналогами метаморфических комплексов ядер, широко распространенных на континентах и являются важными индикаторами крупномасштабных процессов растяжения земной коры по механизму простого сдвига [Coney, 1980; Coney, Harms, 1984; Lister, Davis, 1989; Buck, 1991; Складов и др., 1997]. Установление структур такого типа может стать важным вкладом в понимание строения и направленности развития территории.

Взаимоотношение и возраст сейсмокомплексов

Для осадочного чехла Норвежско-Гренландского моря предложено значительное количество сеймостратиграфических схем [Hinz, Schluter, 1978; Батулин, 1986, 1992; Савостин, Батулин, 1986; Шкарубо, 1999; Faleide et al., 1996]. Одной из наиболее поздних и детальных является работа Е.А. Гусева и С.И. Шкарубо [2001], основанная на анализе материалов многоканального сейсмического профилирования и учитывающая данные глубоководного океанического бурения в проливе Фрама.

По характеру сейсмической записи, степени и виду деформаций осадочных толщ, характеру соотношений комплексов между собой и с акустическим фундаментом этими авторами установлены четыре крупных сеймостратиграфических подразделения. Из них в пределах континентального склона и в рифтовой долине Книповича развит миоцен-четвертичный, а на остальной территории олигоценый, миоценовый и миоцен-четвертичный сейсмокомплексы. При этом молодые сейсмокомплексы занимают структурно более высокое положение и практически повсеместно перекрывают олигоценый сейсмокомплекс, который диагностируется в изолированных впадинах, террасах и “карманах”.

Важным представляется установленное этими исследователями сокращение мощностей сейсмокомплексов в западном направлении. Это может указывать на поступление осадков со Шпицбергенской окраины через районы расположения современной рифтовой долины Книповича из-за ее меньшей глубины или отсутствия во время накопления большей части наблюдаемых отложений. В пользу молодого возраста рифтовой долины свидетельствуют данные, согласно которым цепь наиболее высоких вершин гребневой зоны хребта коррелирует с 3-ей магнитной аномалией [Шкарубо, 1996; Гусев, Шкарубо, 2001].

Сейсмокомплексы, выделенные нами по материалам НСП и ВАП, хорошо согласуются с приведенными выше наблюдениями. Так, нами объединены все отложения континентального скло-

на и рифтовой долины в единый сейсмокомплекс “А”, поскольку он имеет четкую морфологическую приуроченность и не может быть исследован на полную мощность доступными нам методами. Возраст сейсмокомплекса “А” оценивается в широком диапазоне — от миоцена до голоцена. При этом верхняя тонкостратифицированная часть сейсмокомплекса, по всей видимости, является аналогом сейсмокомплекса “Б”.

По результатам сопоставления с данными бурения скважин ODP на поднятии Ховгард, где четвертичные отложения вскрыты на глубину около 100 м [Thiede et al., 1995], возраст сейсмокомплекса “Б” оценивается нами как плиоцен-голоценовый.

Наиболее достоверной представляется оценка возраста сейсмокомплекса “В”. Глубоководным бурением верхнемиоценовые отложения вскрыты в интервале глубин от поверхности дна 100–200 м на поднятии Ховгард и 150–300 м в проливе Фрама. Ниже, до глубин около 400 м, в обоих случаях были установлены олигоценые-нижнемиоценовые отложения [Thiede et al., 1995]. На основании этого и с учетом наблюдений базального интенсивного рефрактора на поднятии Святогор можно отнести осадочные накопления сейсмокомплекса к миоцену.

К сейсмокомплексу “Г” мы относим все домиоценовые отложения. Напомним, что в ходе глубоководного бурения олигоценые отложения были подняты с глубины около 400 м [Thiede et al., 1995]. Олигоценым возрастом датируют нижний сейсмокомплекс Е.А. Гусев и С.И. Шкарубо [2001]. Результаты проведенного нами изучения агглютинирующих бентосных фораминифер позволяют предположить наличие в сейсмокомплексе “Г” пород, образованных в интервале времени от позднего палеоцена до среднего эоцена.

Таким образом, выделенные нами сейсмокомплексы по распространению, положению в осадочном разрезе и оценке возрастной принадлежности близки к сеймостратиграфическим единицам, предложенным в работе [Гусев, Шкарубо, 2001]. Наиболее значимое расхождение в оценке возрастов связано с сейсмокомплексом “Г”. При этом следует подчеркнуть, что для уточнения границ и пространственного распространения сейсмокомплексов, равно как и датирования картируемых по характеру волнового поля сеймостратиграфических тел, требуются дальнейшие детальные исследования.

Взаимоотношение литогенетических комплексов и обстановки их формирования

Состав породообразующих компонентов песчаников свидетельствует о направленной смене во времени минерально-терригенных ассоциа-

ций от полевошпатово-кварцевой к мезомиктово-кварцево-граувакковой. При этом отчетливо выражена вещественная унаследованность ассоциаций, когда сформированный минерально-терригенный комплекс частично оказывался источником кластики для новообразованного. Премущественность источников обломочного материала позволяет рассматривать контрастные комплексы песчаных пород как элементы единого стратиграфического разреза.

Кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники предположительно аллювиальные и аллювиально-дельтовые. Прибрежно-морские условия существовали, вероятно, на месте поднятия Ховгард, холмов Горыныч и горы Литвина.

Это представление согласуется с результатами бурения скважины 908 ODP в пределах асейсмичной гряды Ховгард, где обнаружены палеогеновые диатомовые комплексы, характерные для неритовой и прибрежной обстановки с низкой соленостью вод [Гусев, Шкарубо, 2001]. Там же встречены пресноводные ацидофильные диатомовые родов *Eunotia* и *Pinnularia*, что позволяет предположить существование в прошлом прибрежных болот и маршей [Scherer, Koc, 1996].

Главным источником осадочного материала служили более древние песчаные толщи или выветрелые кристаллические породы фундамента платформы. Незначительная часть обломочного вещества поступала в бассейн в результате размыва кремнистых толщ.

Мезомиктово-кварцевые и граувакковые песчаники накопились в гидродинамически активных морских условиях в области действия волн и придонных течений. Обломочный материал поставлялся из тех же источников, что и при накоплении полевошпатово-кварцевой толщи, в том числе и за счет размыва последней. В то же время, присутствие измененной вулканокластики свидетельствует о появлении нового источника, поставлявшего в бассейны седиментации обломки вулканогенных пород основного состава.

Появление вулканогенного материала свидетельствует о тектонической активизации территории, усилении дифференциации дна морского бассейна, сопровождавшейся локальными поднятиями и выведением в область размыва вулканогенных пород основного состава, таких, например, как базальты, слагающие поднятие Погребицкого (S2445/16,17), что согласуется с представлением о быстрых темпах осадконакопления в миоценовое время [Гусев, Шкарубо, 2001].

По структурно-вещественным признакам аллювиально-дельтовые и прибрежно-морские полевошпатово-кварцевые песчаники представляют собой фрагменты более древней части осадочного разреза. Мезомиктово-кварцевые и граувакковые

песчаники морского генезиса являются элементами вышележащей, более молодой толщи, формирование которой произошло в тектонически активной обстановке после перерыва в осадконакоплении, частичного размыва подстилающих полевошпатово-кварцевых отложений и появления новых внутривосстановочных источников обломочного материала.

Различная степень постседиментационных изменений песчаников даже в пределах одной ассоциации свидетельствует о различных термобарических условиях в пределах полигона исследований. То есть, кроме литостатической нагрузки породы выборочно, в зависимости от своего положения в тектонической структуре, испытали динамотермальное воздействие, вероятно, связанное с процессами рифтогенеза.

В целом, прогрессивное снижение минералогической зрелости песчаников на фоне смены континентальных обстановок седиментации морскими отражает общую направленность процессов деструкции континентальной коры в ходе ее растяжения вплоть до новообразования коры океанического типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные позволили сделать ряд выводов и предположений, проверка и уточнение которых должны составить основу дальнейших работ. К основным результатам проведенных исследований можно отнести следующие.

На материалах батиметрической съемки поверхности дна многолучевым эхолотом, непрерывного сейсмического и вертикального акустического профилирования показано существование в неотектонической структуре двух главных систем нарушений — ССЗ и ССВ. Установлено соответствие ССВ системы нарушений, в частности линейных зон преимущественного развития кливишных деформаций, простирающуюся реконструируемых для данного региона линий магнитных аномалий.

Рассмотрены вопросы тектонической природы рифта Книповича. В частности, подтверждается представление о его возникновении как трансенсивной сдвиговой зоны, спрямившей один [Mosar et al., 2002] или несколько [Соколов, 2010] спрединговых сегментов домиоценовой океанической коры. Предполагается, что наблюдаемая проградация трансформной зоны Книповича на север приведет в будущем к отмиранию короткого спредингового хребта Моллой, который окажется вне зоны сдвиговых деформаций, а рифт Книповича в качестве тектонического трансфера объединит спрединговые системы Мона и Гаккеля.

Выдвинута рабочая гипотеза о возможной связи впадины Моллой с парагенезом структур, характерных для океанических комплексов ядра, широко развитых вблизи пересечений трансформных разломов и спрединговых хребтов.

По характеру волнового поля на сейсмических профилях НСП в составе осадочного чехла выделены 4 сейсмокомплекса, которые свидетельствуют о существовании контрастных обстановок седиментации и активных тектонических процессов на разных этапах формирования северной части Норвежско-Гренландского бассейна.

Установлено влияние разломной зоны Моллой на появление в верхней, хорошо стратифицированной, части осадочного разреза серий горизонтальных рефлекторов акустически прозрачных бесструктурных светлых пятен (“blankings”), характерных для областей восходящей миграции поровых флюидов.

Изучение микрофауны показало широкое развитие миоценовых комплексов палиноморф, планктонных фораминифер и диатомей. Определен также комплекс верхнепалеоценовых-среднеэоценовых бентосных фораминифер.

Состав породообразующих компонентов песчаников свидетельствует о направленной смене во времени минерально-терригенных ассоциаций от полевошпатово-кварцевой к мезомиктово-кварцево-граувакковой. В целом прогрессивное снижение минералогической зрелости песчаников на фоне предполагаемой смены континентальных обстановок седиментации морскими отражает общую направленность процессов деструкции континентальной коры в ходе ее растяжения вплоть до новообразования коры океанического типа.

К числу важнейших задач дальнейших исследований следует отнести следующие.

Необходимо проследить выделенные сейсмокомплексы на территории полигона. Полученные фациальные карты сейсмокомплексов станут основой для корреляции отложений, а также для выбора мест драгирования с целью опробования осадочного чехла на участках, наиболее важных для решения стратиграфических задач.

Особое внимание следует уделить изучению бортов впадины Моллой, в частности, с помощью гидроакустического комплекса SeaBat провести поиск муллийон структур — характерных образований, связанных с выводом на поверхность детачмента при образовании океанических комплексов ядра. Другим объектом детального батиметрического картирования должен стать участок намеченного продолжения меридиональных нарушений рифта Книповича к северу от разломной зоны Моллой.

Авторы выражают благодарность всем членам экипажа судна “Академик Николай Страхов” за неоценимую помощь, оказанную при проведе-

нии исследований. Авторы выражают большую благодарность М.И. Head (Университет Брока, Онтарио, Канада) и А.О. Мазаровичу (ГИН РАН) за консультации.

Работа выполнена при финансовой поддержке Норвежского нефтяного директората, Президиума РАН (программы № 14, 16 и 17), ведущих научных школ (гранты № НШ-9664.2006.5 академика Ю.М. Пушаровского и № НШ-5508.2008.5 академика Ю.Г. Леонова) и РФФИ (грант № 09-05-00150а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батурин Д. Г.* Западная континентальная окраина архипелага Шпицберген — тектоника и седиментация // Геология осадочного чехла Шпицбергена. СПб.: ПГО “Севморгеология”, 1986. С. 125—135.
- Батурин Д. Г.* Структура и геодинамика области трансформных разломов Моллой в системе срединных хребтов Норвежско-Гренландского океанического бассейна. // Океанология. 1990. Т. 30. Вып. 3. С. 436—443.
- Батурин Д. Г.* Сейсмостратиграфия осадочных бассейнов Западно-Шпицбергенской континентальной окраины // Отечественная геология. 1992. № 10. С. 67—74.
- Валяев Б. М.* Тектонический контроль нефтегазонакопления и углеводородной дегазации Земли // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 222—252.
- Гинсбург Г. Д., Соловьев В. А.* Субмаринные газовые гидраты. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. 199 с.
- Гусев Е. А.* К вопросу о возрасте складчатости Шпицбергенской континентальной окраины // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 229—232.
- Гусев Е. А., Шкарубо С. И.* Аномальное строение хребта Книповича // Russian J. Earth Sci. 2001. V. 3 (2). P. 145—161.
- Гусев Е. А.* Олигоценый этап тектонического развития Гренландского моря // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 5. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005. С. 157—167.
- Ефимов В. Н.* Сейсмический пневмоизлучатель. Патент РФ № 2377603 С1. Кл. G 01 V 1/133. 3.06.2008, 27.12.2009. Бюл. № 36.
- Зайончек А. В., Добролюбова К. О., Пейве А. А. и др.* Новые данные о строении континентальной окраины Атлантического океана западнее архипелага Шпицберген // Геология морей и океанов. Т. IV. Мат. XVII Межд. науч. конф. (школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2007. С. 82—84.
- Зайончек А. В., Брекке Х., Соколов С. Ю. и др.* Строение зоны перехода континент—океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС “Академик Николай Страхов”, 2006—2009 гг.) // Результаты исследования Международного полярного года. Т. 4. М.: Европейское Издание, 2010. С. 107—153.

- Мазарович А.О. Краткий толковый словарь англо- и русскоязычных терминов по тектонике и геоморфологии океана. М.: Научный мир, 2000. 120 с.
- Пейве А.А. Аккреция океанической коры в условиях косого спрединга // Геотектоника. 2009. № 2. С. 5–19.
- Пейве А.А., Чамов Н.П. Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. 2008. № 1. С. 38–57.
- Савостин Л. А., Батулин Д. Г. Сейсмостратиграфия и кайнозойская история континентальной окраины Гренландского моря в районе южного окончания архипелага Шпицберген // Докл. АН СССР. 1986. Вып. 291 (6). С. 1458–1462.
- Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа // Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1997. 182 с.
- Соколов С.Ю., Ефимов В.Н., Мазарович А.О. и др. Строение осадочного чехла на западе Африкано-Антарктического хребта (южная Атлантика) // ДАН. 1999. Т. 366. № 2. С. 231–235.
- Соколов С.Ю. Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // ДАН. 2010 (в печати).
- Тевелев А.В. Сдвиговая тектоника. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 2005. 254 с.
- Чамов Н.П., Добролюбова К.О., Пейве А.А., Соколов С.Ю. Признаки присутствия газогидратов в верхней части осадочного чехла на бортах разломной зоны Моллой (пролив Фрама, Норвежско-Гренландский бассейн) // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 2008. № 2. С. 51–60.
- Шпилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. №. 5. С. 26–52.
- Шпилов Э.В., Шкарубо С.И., Разницын Ю.Н. Неотектоника северной части Норвежско-Гренландского бассейна (особенности строения и развития хребта Книповича и Поморского периокеанического прогиба) // ДАН. 2006. Т. 410. №. 4. С. 506–511.
- Шкарубо С.И. Особенности спрединга в северной части Норвежско-Гренландского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. С. 101–114.
- Шкарубо С.И. Геодинамические аспекты эволюции северной части Норвежско-Гренландского бассейна // 25 лет на Арктическом шельфе России. Мурманск: МАГЭ, СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. С. 71–79.
- Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.
- Blackman D.K., Cann J.R., Janssen B., Smith D.K. Origin of extensional core complexes: evidence from the Mid-Atlantic Ridge at Atlantis fracture zone // J. Geophys. Res. 1998. V. 103 (21). P. 21315–21334.
- Blackman D.K., Karson J.A., Kelley D.S., et al. Geology of the Atlantis Massif (Mid-Atlantic Ridge, 30°N): Implications for the evolution of an ultramafic oceanic core complex // Marine Geophys. Res. 23. 2002. P. 443–469.
- Bolli H.M., Saunders J.B. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera // Plankton Stratigraphy. Cambr. Univ. Press. 1985. P. 155–262.
- Boltovskoy E., Watanabe S., Totah V.I., Vera Ocampo J. Cenozoic benthic bathyal foraminifers of DSDP Site 548 (North Atlantic) // Micropaleontol. 1992. V. 38. № 2. P. 183–207.
- Braathén A., Osmundsen P.T., Nordgulen Ø., et al. Orogen-parallel extension of the Caledonides in northern Central Norway: an overview // Norwegian J. Geol. 2002. V. 82. P. 225–241.
- Brekke H. The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin with emphasis on the Vøring and Møre Basins // Geol. Soc. of London. Spec. Publ. 2000. V. 167. P. 327–378.
- Brekke H., Sjulstad H.I., Magnus C., Williams R.W. Sedimentary environments offshore Norway – an overview // Sedimentary environments offshore Norway – Palaeozoic to Recent // NPF. V. 10. Spec. Publ. Amsterdam: Elsevier, 2001. P. 7–37.
- Buck W.R. Modes of continental lithospheric extension // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 20161–20178.
- Cann J.R., Blackman D.K., Smith D.K., et al. Corrugated slip surfaces formed at ridge-transform intersections on the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1997. V. 385. P. 329–332.
- Coney P.J. Cordilleran metamorphic core complexes // Geol. Soc. Am. Mem. 1980. V. 153. P. 7–34.
- Coney P.J., Harms T.A. Cordilleran metamorphic complexes: Cenozoic relics of Mesozoic compression // Geology. 1984. V. 12. P. 550–554.
- Crane K., Doss S., Vogt P., et al. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich Ridge // Marine Geophys. Res. 2001. V. 22. P. 153–205.
- de Verteuil L., Norris G. Dinoflagellate cyst zonation and allostratigraphy of the Chesapeake Group // Miocene dinoflagellate stratigraphy and systematics of Maryland and Virginia Micropaleontology. 1996. V. 42. P. 1–172.
- Doré A.G., Lundin E.R., Birkeland Ø., et al. Principal tectonic events in the evolution of the northwest European Atlantic margin // Petroleum Geology of NW Europe. Proceedings of the 5th Conference. London: Geological Society, 1999. P. 41–61.
- Dynamics of the Norwegian Margin. Eds. Nøttvedt A. et al. Spec. Publ. V. 167. L.: Geol. Soc., 2000. 472p.
- Eide E.A., Osmundsen P.T., Meyer G.B., et al. The Nesna Shear Zone, north-central Norway: an ⁴⁰Ar/³⁹Ar record of Early Devonian–Early Carboniferous ductile extension and unroofing // Norwegian J. Geol. 2002. V. 82 P. 317–339.
- Faleide J. I., Solheim A., Fiedler A., et al. Late Cenozoic evolution of the western Barents Sea – Svalbard continental margin // Global and Planetary Change. 1996. V. 12. P. 53–74.
- Fleet A.J., Boldy S.A.R. Petroleum Geology of Northwest Europe // The Fifth Conference of the Petroleum Geology of Northwest Europe. London: Geol. Soc., 1999. №. 1398.

- Gradslein P.M., Kaminski M.A.* Taxonomy and biostratigraphy of new and emended species of Cenozoic deep-water agglutinated foraminifera from the Labrador and North Sea // *Micropaleontol.* 1989. V. 35 (1). P. 72–92.
- Gradstein P.M., Kaminski M.A., Berggren W.A., et al.* Cenozoic biostratigraphy of the North Sea and Labrador Shelf // *Micropaleontol.* 1994. Supp. V. 40. P. 1–152.
- Hansen H.-E., Amundsen H. E. F., Snow J. E., Pedersen R. B.* A comparison of peridotites from the Molloy Deep and the Gakkel Ridge with mantle xenolites from Spitsbergen. // *Geophysical Research Abstracts.* 2003. V. 5. №. 13638.
- Hartz E. H., Eide E. A., Andresen E. A., et al.* 40Ar/39Ar geochronology and structural analysis: Basin evolution and detrital feedback mechanisms, Hold with Hope region, East Greenland // *Norwegian J. Geol.* 2002. V. 82. P. 341–358.
- Head M.J., Norris G., Mudie P.J.* Palynology and dinocyst stratigraphy of the Miocene in ODP Leg 105, Hole 645E, Baffin Bay // *In Proc. ODP, Sci. Results, Leg 105. ODP: College Station, TX, 1989. P. 467–514.*
- Hinz K., Schluter H.-U.* The Geological structure of the Western Barents Sea // *Marine Geology.* 1978. V. 26. P. 199–230.
- Hulsbos R.E., Kroon D., Jansen H.S.M., van Hinte J.E.* Lower Eocene benthic foraminifera and paleoenvironment of the outer Voring Plateau, Norwegian Sea (DSDP Site 338) // *Micropaleontol.* 1989. V. 35 (3). P. 256–273.
- Lister G.S., Davis G.A.* The origin of metamorphic complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. // *J. Struct. Geol.* 1989. V. 11. P. 65–94.
- Lundin E. R., Doré A. G.* A tectonic model for the Norwegian passive margin with implications for the NE Atlantic: Early Cretaceous to break-up // *J. Geol. Soc. London.* 1997. V. 154. P. 545–550.
- Miller K.G., Gradstein P.M., Berggren W.A.* Late Cretaceous to Early Tertiary agglutinated Benthic foraminifera in the Labrador Sea // *Micropaleontol.* 1982. V. 28. № 1. P. 1–30.
- Mosar J., Eide E.A., Osmundsen P.T., et al.* Greenland-Norway separation. A geodynamic model for the North Atlantic // *Norwegian J. Geol.* 2002. V. 82. P. 281–298.
- Mudie P.J.* Palynology and dinoflagellate biostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Leg 94, sites 607 and 611, North Atlantic Ocean // *Proc. DSDP, Initial Reports. V. 94. DSDP: Washington, DC, 1987. P. 785–812.*
- Mudie P.J.* Palynology and dinocyst biostratigraphy of the late Miocene to Pleistocene, Norwegian Sea; ODP Leg 104, Sites 642 and 644. // *Proc. ODP, Scientific Results. V. 104. ODP: College Station, TX, 1989. P. 587–610.*
- Myhre A. M., Eldholm O., Sundvor E.* The Margin Between the Senja and Spitsbergen Fracture Zones: Implications from Plate Tectonics // *Tectonophysics/* 1982. V. 89. P. 33–50.
- Nagy J., Kaminski M.A., Johnsen K., Vitehnner A.C.* Foraminiferal, palynomorph, and diatom biostratigraphy and paleoenvironments of the Torsk Formation: A reference section for the Paleocene-Eocene transition in the western Barents Sea // *Grzybowski Foundation Spec. Publ.* 1997. V. 5. P. 15–38.
- Nagy J., Kaminski M.A., Kuhnt W., Bremer, M.A.* Agglutinated Foraminifera from Neritic to Bathyal Facies in the Palaeogene of Spitsbergen and the Barents Sea // *Proc. of the Fifth Int. Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Spec. Publ.* 2000. V. 7. P. 333–361.
- Okino K., Curewitz D., Asada M., et al.* Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 202. P. 275–288.
- Olesen O.G., Gellein J., Habrekke H., et al.* Magnetic Anomaly Map, Norway and adjacent ocean areas, Scale 1:3 million. Geological Survey of Norway, 1997.
- Osmundsen P. T., Sommaruga A., Skilbrei J. R., Olesen O.* Deep structure of the Norwegian Sea area, North Atlantic margin // *Norwegian J. Geol.* 2002. V. 82. P. 205–224.
- Osmundsen P. T., Braathen A., Nordgulen Ø., et al.* The Devonian Nesna shear zone and adjacent gneiss-cored culminations, North-central Norwegian Caledonides // *J. Geol. Soc. London.* 2003. V. 160. P. 1–14.
- Parker J.R.* Petroleum Geology of Northwest Europe // *The Fourth Conference of the Petroleum Geology of Northwest Europe. L.: Geol. Soc., 1993. №. 1542.*
- Poulsen N.E., Manum S.B., Williams G.L., Ellegaard M.* Tertiary dinoflagellate biostratigraphy of Sites 907, 908, and 909 in Norwegian-Greenland Sea // *Proc. ODP, Sci. Results. V. 151. ODP: College Station, TX, 1996. P. 255–287.*
- Savostin L.A., Karasik A.M.* Recent plate tectonics of the Arctic Basin and of the northeastern Asia. // *Tectonophysics.* 1981. V. 74. P. 111–145.
- Scherer R.D., Koc N.* Late Paleogene Diatom Biostratigraphy and Paleoenvironments of the Northern Norwegian-Greenland Sea // *Proc. ODP, Scientific Results.* 1996. V. 151. P. 75–78.
- Schroeder T., John B.E., Kelley D., et al.* Microstructural observations of an “oceanic core complex”: Atlantis Massif, 30° N Mid-Atlantic Ridge // *Eos Trans. AGU* 2001. V. 82. F1100.
- Skogseid J., Planke S., Faleide J.I., Pedersen T., Eldholm O., Neverdal F.* NE Atlantic continental rifting and volcanic margin formation // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2000. V. 167. P. 295–326.
- Smelror M.* Pliocene – Pleistocene and redeposited dinoflagellate cysts from the western Svalbard margin (Site 986): biostratigraphy, paleoenvironments, and sediment provenance // *Proc. ODP, Sci. Results. 162. ODP: College Station, TX, 1999. P. 83–97.*
- Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1977. V. 88. P. 969–994.
- Talwani M., Udintsev G., et al.* *Proc. DSDP, Initial Reports. Vl. 38. Washington: U.S. Gov. Printing Office, 1976. 1256 p.*
- Thiede J., Pfirman S., Schenke H.W., Reil W.* Bathymetry of Molloy deep: Fram Strait between Svalbard and Greenland // *Marine Geophys. Res.* 1990. V. 12. P. 197–214.
- Thiede J., Myhre A. M., Firth J.V., et al.* Cenozoic Northern Hemisphere Polar and Subpolar Ocean paleoenvironments (summary of ODP Leg. 151 Drilling Results) // *Proc. ODP, Init. Rep.* 1995. V. 151. P. 397–420.

- Torske T., Prestvik T.* Mesozoic detachment faulting between Greenland and Norway: Inferences from Jan Mayen fracture zone system and associated alkalic volcanic rocks // *Geology*. 1991. V. 19. P. 481–484.
- Torsvik T.H., Van der Voo R., Meert J.G., et al.* Reconstructions of continents around the North Atlantic at about the 60th parallel // *Earth and Planet. Sci. Let.* 2001. V. 187. P. 55–69.
- Vanneste M., Guidard S., Mienert J.* Bottom simulating reflection and geothermal gradients across the western Svalbard Margin // *Terra Nova*. 2005. Vol. 00. P. 1–7.
- Vogt P.R.* Geophysical and geochemical signatures and plate tectonics // *The Nordic Seas*. N.Y.: Springer Verlag, 1986. P. 413–663.
- Vogt P.R., Jung W.Y., Brozena J.* Arctic margin gravity highs remain puzzle // *EOS. Trans. Amer. Geophys. Union*. 1998. V. 79. P. 601–606.
- Ziegler P.A.* Post-Hercynian plate reorganization in the Tethys and Arctic – North Atlantic domains // *Triassic-Jurassic rifting. Developments in Geotectonics*. V. 22. Amsterdam: Elsevier, 1988. P. 711–755.