

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Волик Диана Анатольевна

Выпускная квалификационная работа

Сейсмические фации и обстановки осадконакопления в
антарктической части Атлантического океана

Основная образовательная программа магистратуры

«Геология»

Профиль «Геофизика»

Научный руководитель:

д. геол.-мин.н., проф. Лейченко Г.Л.

_____ 2018
« ____ » _____

Рецензент:

науч. сотрудник ФГБУ «ВНИИОкеангеология» Савин В.А.

_____ 2018
« ____ » _____

Санкт-Петербург

2018

Содержание

Введение	2
1. Физико-географический очерк	3
2. История геолого-геофизических исследований	6
3. Тектоническая структура восточной части моря Уэдделла и моря Лазарева.	
4. Методика полевых работ	12
5. Сеймостратиграфия осадочного чехла	14
5.1 Общие сведения о глубоководном осадконакоплении	14
5.2. Виды контуритовых дрифтов	16
6. Сеймостратиграфические модели осадочного чехла	23
7. Сеймостратиграфия и сейсмические фации	26
7.1. Море Уэдделла	31
7.2. Море Лазарева	35
Заключение	37
Список литературы	39

Введение

Цель: Сеймостратиграфический анализ осадочного чехла антарктической части Атлантического океана и реконструкция условий глубоководного осадконакопления.

Задачи:

1. Выделение главных сейсмических комплексов, обоснование их возрастов;
2. Интерпретация сейсмических разрезов и выделение глубоководных сейсмических фаций, образованных гравитационными потоками и донными течениями;
3. Выявление палеообстановок осадконакопления.

Для написания магистерской работы использованы материалы Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ФГУНПП "ПМГРЭ"), полученные в 2011 г. (56 РАЭ), 2013 г. (58 РАЭ) и некоторые сейсмические профили зарубежных экспедиций.

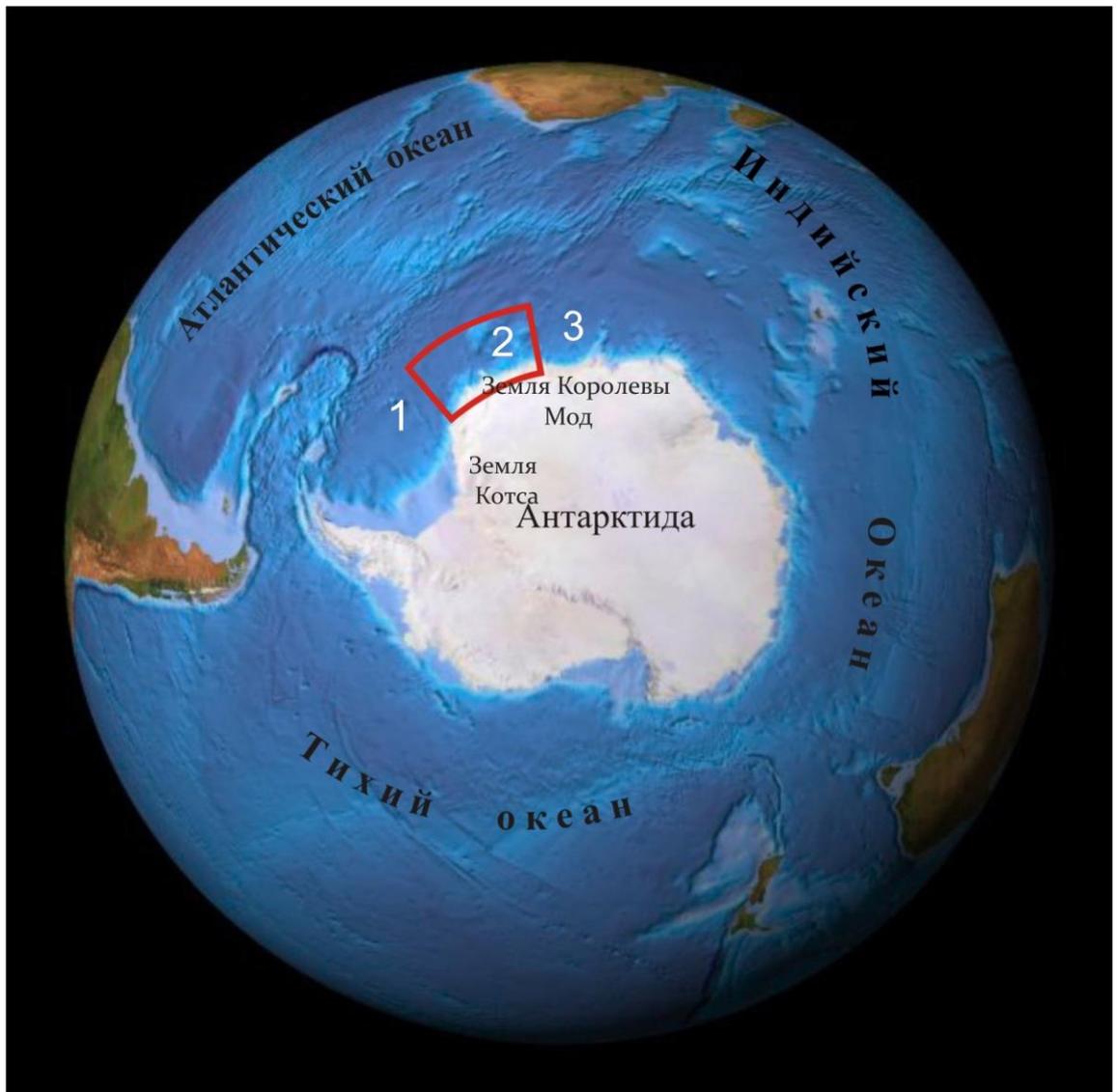


Рис.1. Район работ.

1- море Уэдделла, 2- море Лазарева, 3- море Рисер-Ларсена.

1. Физико-географический очерк

Морские комплексные геофизические исследования проводились в восточной части моря Уэдделла, которая занимает континентальной окраину Антарктиды (Берега Принцессы Марты) и прилегающую глубоководную котловину Атлантического океана, а также в море Лазарева, окраинном море атлантической части Южного океана, охватывающем континентальную окраину центральной части Земли Королевы Мод и прилегающую глубоководную котловину Индийского океана.

В обоих морях преобладают глубины более 3000 м. Максимальные глубины в море Лазарева, достигающие 4800–5000 м, отмечены в северо-восточной части района работ. Море Уэдделла более глубоководное с максимальными глубинами порядка 6820 метров в северной области. Южная и юго-западная области моря мелководны, глубины тут достигают до 500 метров.

Практически круглый год окраинные моря покрыты плавучими льдами, высота которых более 2 метров, и большим количеством айсбергов. На протяжении всего южного побережья постоянно встречаются шельфовые ледники, от которых откалываются айсберги, уносимые в открытое море.

Берега главным образом образованы отвесными ледяными обрывами шельфовых ледников. Шельф морей почти полностью скрыт под ледниками.

Большую часть года моря покрыты дрейфующими льдами. Летом у побережья плавают множество льдов и айсбергов, а зимой моря застывают практически на всей территории. В зимний период температура воды снижается до -2 градусов.

Ледник Лазарева – одна из местных достопримечательностей. Ширина его около 100 километров и он далеко вдаётся в море. Берега имеют причудливые формы, так как здесь во время полярного лета в океан спускаются тысячи тонн льда с водой, образуя разнообразных форм русла, каньоны, каналы. Поэтому море Лазарева – самое популярное место Антарктиды для туристов.

Шельф континентальной окраины моря Уэдделла характеризуется своеобразным рельефом, который на юго-западе района имеет ступенчатую форму, осложненную пологой террасой шириной 50-60 км. Терраса заканчивается резким уступом, получившим название уступ Эксплора.

Ледовые условия на момент прихода судна в район работ моря Уэдделла в восточной части полигона определялись сплоченной полосой дрейфующего на северо-запад льда. В период выполнения работ на море Лазарева, оно было покрыто плотной массой льда, перемещавшегося с юго-востока на запад полигона под действием Антарктического течения.

Температура воды на время проведения исследований составляла +1-0 градус.
Температура воздуха колебалась от -1 до +3 градусов.

Общая площадь района работ 56 РАЭ составляет около 25000 кв. км, 58 РАЭ около 22000 кв. км. Выполненные сейсмические профили расположены в пределах континентального склона, его подножия и глубоководной океанической котловины.

В акватории моря Уэдделла существует мощное циклоническое течение, которое движется по часовой стрелке и имеет название круговорот Уэдделла. В восточной части моря Уэдделла течение имеет почти линейный тренд и направлено с северо-востока на юго-запад. Это течение зарождается благодаря самому мощному на земле движению водных масс, известному как Антарктическое циркумполярное течение (рис.3).

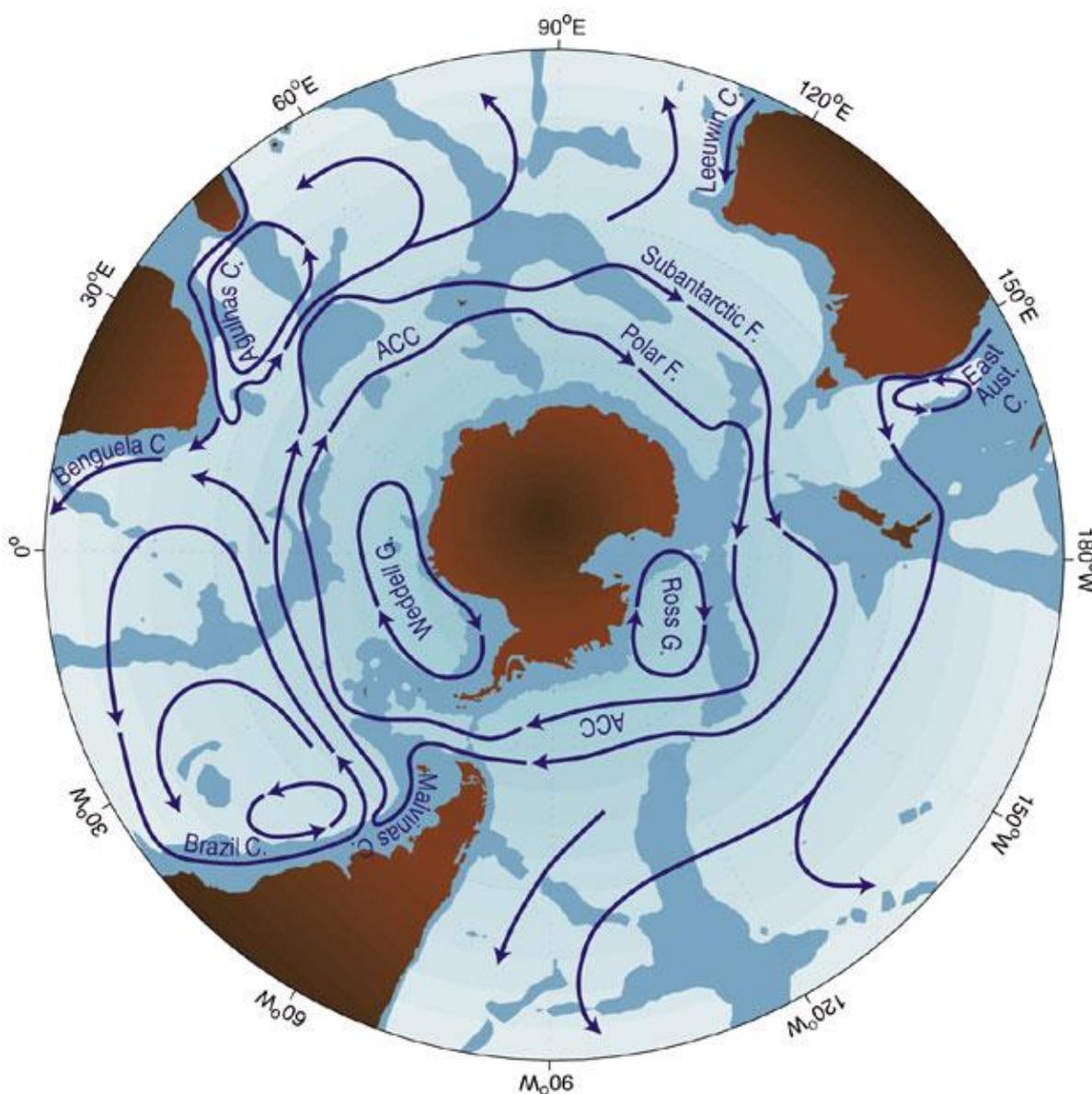


Рис.2. Антарктическое циркумполярное течение и круговорот Уэдделла (Klinck, 2011).

ACC (Antarctic Circumpolar Current) - Антарктическое циркумполярное течение
Weddell G. (Weddell Gyre) - круговорот Уэдделла;
Ross G. (Ross Gyre) - круговорот Росса.
Subantarctic F. (Subantarctic front) - субантарктический фронт
Polar F. (Polar Front)- полярный фронт
Brazil C. (Brazil Current)- Бразильское течение
Malvinas C. (Malvinas Current)- Фолклендское или Мальвинское течение
Benguela C. (Benguela Current)- Бенгельское течение
Agulhas C. (Agulhas Current)- течение Агульяс
East Aust. C. (East Australian Current)- Восточно-Австралийское течение
Leeuwin C. (Leeuwin Current)-течение Лиувин

В водах морей существует такое явление, как апвеллинг. Оно представляет собой подъем к поверхности глубинных вод. В акватории моря можно наблюдать еще одно редкое, но опасное явление. Оно называется «Флеш-фриз». Суть его заключается в том, что вода начинает замерзать стремительно, захватывая корабль в ледяной капкан и вынуждая весь экипаж покинуть судно.

На берегах моря Уэдделла работают станции «Бельграно II» (Аргентина), «Васа» (Швеция) и «Абоа» (Финляндия), «Халли» (Великобритания). Ближайшими научными станциями являются станция Ноймайер III (Германия) и научная антарктическая станция ЮАР САНАЭ IV, расположенная на побережье Земли Королевы Мод на шельфовом леднике Фимбулисен. Немецкая научно-исследовательская станция Ноймайер III функционирует с февраля 2009 года. Она располагается на огромном шельфовом леднике Экстрем, который находится на территории Берега принцессы Марты. В этом же полярном регионе действуют российская станция Новолазаревская, возле которой имеется взлетно-посадочная полоса, и норвежская станция Тролль, рядом с которой есть аэродром.

На берегах моря Лазарева расположены: южноафриканская станция «Санаэ» на побережье Земли Королевы Мод на шельфовом леднике Фимбулисён, российская станция Новолазаревская и индийская станция Мейтри, располагающиеся на территории антарктического оазиса Ширмахера.

Ближайшим пунктом бункеровки для обеих морей является Кейптаун - крупнейший порт Южно- Африканской Республики (ЮАР) на Атлантическом побережье, в бухте Столовая.

2. История геолого-геофизических исследований в восточной части моря

Уэдделла

Морские сейсмические исследования рассматриваемого района начались с конца 1970-х годов. Суровый климат и ледовая обстановка создали более сложные технические условия для геофизических исследований в морях Антарктиды, что наложило жесткие требования к оборудованию.

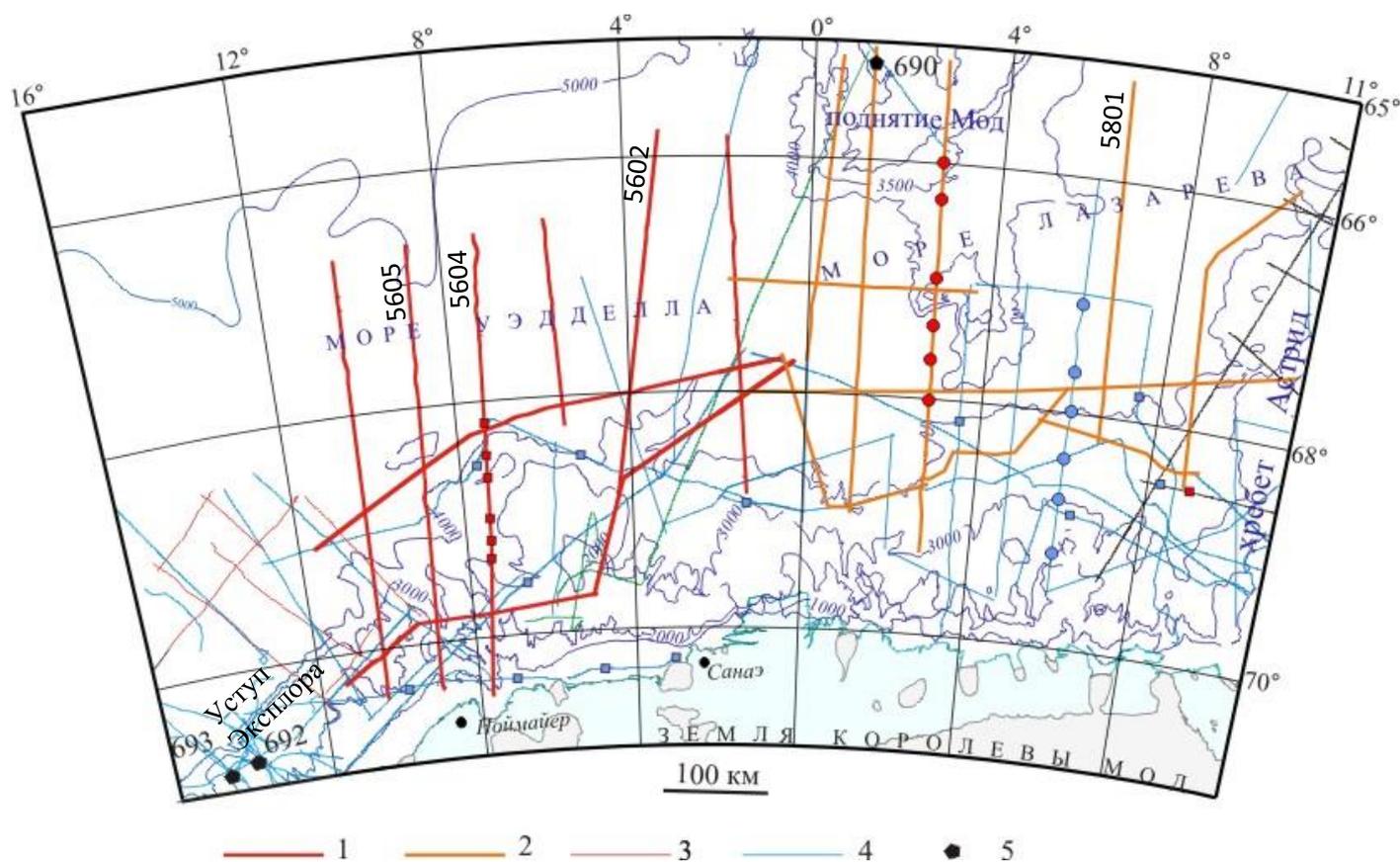


Рис.3. Схема сейсмических профилей (МОВ ОГТ) района исследований (Лейченко и др., 2015).

1–4 - сейсмические исследования ОГТ: 1- 56 РАЭ (2011 г), 2- 58 РАЭ (2013 г), 3- 34 САЭ (1989 г), 4- Норвегии, Германии, Японии, 5- скважины, выполненные по программе Глубоководного бурения ODP (Ocean Drilling Program).

Красные кружки –зондирования МПВ, выполненные в 56 и 58 РАЭ, синие кружки - зондирования МПВ, выполненные в немецких экспедициях.

Первые многоканальные сейсмические измерения проводились Норвежской Антарктической исследовательской экспедицией в 1976-1977 годах.

В 1978-1979 г. Федеральным ведомством по геонаукам ФРГ (BGR) проводились исследования на немецком судне «Explora». Они включали гравимагнитные и сейсмические наблюдения МОГТ и точечные сейсмозондирования МПВ. На площади работ 56 РАЭ было выполнено около 1000 км профильных наблюдений, на территории работ 58 РАЭ расположено около 2000 км профилей и 4 точечных сейсмозондирований МПВ. Работы МОГТ проводились с помощью 48-канальная приемной расстановки длиной 2 400 м и группы пневмоисточников общим объемом 23,4 л (Hinz & Krause, 1982).

В 1985–1986 г. сейсмические наблюдения были выполнены в восточной части моря Уэдделла и западной части моря Лазарева экспедицией BGR (Германия) с борта судна «Polarstern». Исследования включали в себя многоканальные сейсмические и гравимагнитные наблюдения. Общая протяженность профилей составила около 1300 км. Для работ МОГТ использовалась 30-канальная приёмная расстановка длиной 1500 м и группы пневмоисточников объемом 25,6 л (Hinz & Krause, 1982). В результате было выполнено около 1000 км геофизических наблюдений и 7 зондирований МПВ. В 1996 г. эта же организация вновь провела работы в рассматриваемом секторе моря Уэдделла на судне НИС «Академик Александр Немчинов». Наблюдения выполнялись по двум сейсмическим профилям общей протяженностью 470 км. Работы были проведены оборудованием, включавшим в себя 240-канальную приемную расстановку длиной 3 000 м и группу источников объемом 53,5 литра.

После этих исследований, сейсмическая сеть стала быстро расширяться. Во время более пригодных для работ летних месяцев, ледоколы и исследовательские суда с буксируемой сейсмической аппаратурой проникали в прибрежные районы юго-восточной части моря Уэдделла для сбора геофизических данных.

В 1981–1982 г. экспедиция Японской нефтяной корпорации (JNOC) совместно с Геологической службой Японии на судне «Nakurei Maru» провела комплексные геофизические исследования на континентальной окраине Земли Королевы Мод. На площади 56 РАЭ было выполнено около 800 км профильных наблюдений, в западной части территории работ 58 РАЭ расположен профиль протяженностью 340 км. Для проведения работ использовалась 24-канальная расстановка длиной 600 м и пневмоисточник объемом 7,4 л.

В 1984 г. выполнялись морские геофизические исследования 34 Советской Антарктической Экспедицией (САЭ). Наблюдения проводились в восточной части моря Уэдделла на континентальной окраине и в глубоководной котловине. Работы МОГТ были выполнены с помощью 24-х канальной пьезосейсмографной косы, длина которой варьировалась от 1900 до 2300 м. Возбуждение упругих колебаний производилось

пневмоисточниками общим объемом 7,5 л (Буценко и др., 1990). Общая протяженность профилей составила 1200 км (Гандюхин и др., 2011).

В 1995-1999 гг. российскими экспедициями (41, 43 и 44 РАЭ) выполнялись геофизические исследования к востоку от района морских работ 58 РАЭ, в море Рисер-Ларсена, отделенном от моря Лазарева подводным хребтом Астрид. Работы выполнялись на НИС «Академик Александр Карпинский». На площади работ 58 РАЭ расположено около 750 км профильных наблюдений и 2 сейсмозондирования МПВ, выполненных в 44 РАЭ [Кудрявцев и др., 2000]. Работы МОГТ выполнялись с использованием приёмной расстановки длиной 1 750 м и группы пневмоисточников общим объемом 40 л.

В 1987 году отложения моря Уэдделла были опробованы в рамках программы глубоководного бурения: были пробурены четыре скважины, одна из которых в глубоководной котловине. В задачи геологических исследований входило уточнение и изучение условий формирования осадков. ODP дало первое представление о стратиграфии на основе бурения в верхнем осадочном слое уступа Эксплора (ODP 692 и 693, рис.4) и в глубоководном бассейне дальше на север (ODP 694) (Oszko, 1997).

Две скважины (ODP 692 и 693), расположенные на уступе Эксплора, достигли пород, имеющих возраст вплоть до раннемелового. Наиболее древними пробуренными породами на участке 692 являются мелководные черные сланцы валанжинского-готеривского возраста (125-138 млн. лет), а на участке 693 они имеют альб-аптский возраст (98-119 млн лет) (Barker и Kennett, 1988).

В этот же период по программе ODP были пробурены две скважины на территории моря Лазарева на подводном поднятии мод (скв.690 и 691). Были вскрыты около 300 м пелагических биогенных осадков от позднего мела до плейстоцена, залегающих на океанических базальтах предположительно маастрихского-кампанского возраста.

В 1987 г. в западной части Земли Королевы Мод и в прилегающей акватории 32-ой Советской Антарктической Экспедицией были выполнены комплексные аэрогеофизические работы масштаба 1:2000000. Исследования включали гравиметрические, магнитометрические и радиолокационные наблюдения при средней высоте полета 2000 м. Расстояние между маршрутами в среднем составляло 20 км.

Помимо морских исследований, на двух региональных профилях протяженностью 250 и 325 км, пересекающих центральную часть Берега Принцессы Марты, в 33 и 34 САЭ (1988 и 1989 г.) было выполнено глубинное сейсмическое зондирование в комплексе с авиадесантными сейсмозондированиями МОВ и гравиметрическими измерениями (Буценко и др., 1990).

С 1996 г. по 2002 г. по программе EMAGE институтом полярных исследований

Альфреда Вегенера (AWI, Германия) были выполнены аэромагнитные исследования акваторий морей Уэдделла и Лазарева, где помимо морской акватории была охвачена часть суши Земли Королевы Мод. В результате проведенных работ была закартирована граница фундамента и комплексов вышележащего чехла.

3. Тектоническая структура восточной части моря Уэдделла и моря Лазарева.

С раннего палеозоя до средней юры Антарктика являлась частью единого суперконтинента Гондваны. Обособление материка Антарктиды началось одновременно с началом общего распада Гондваны в конце средней юры.

Распаду Гондваны предшествовал континентальный рифтогенез. Начало рифтинга и распада Гондваны маркируются проявлением магматизма в интервале времени 200–170 млн. лет (Duncan et al., 1997).

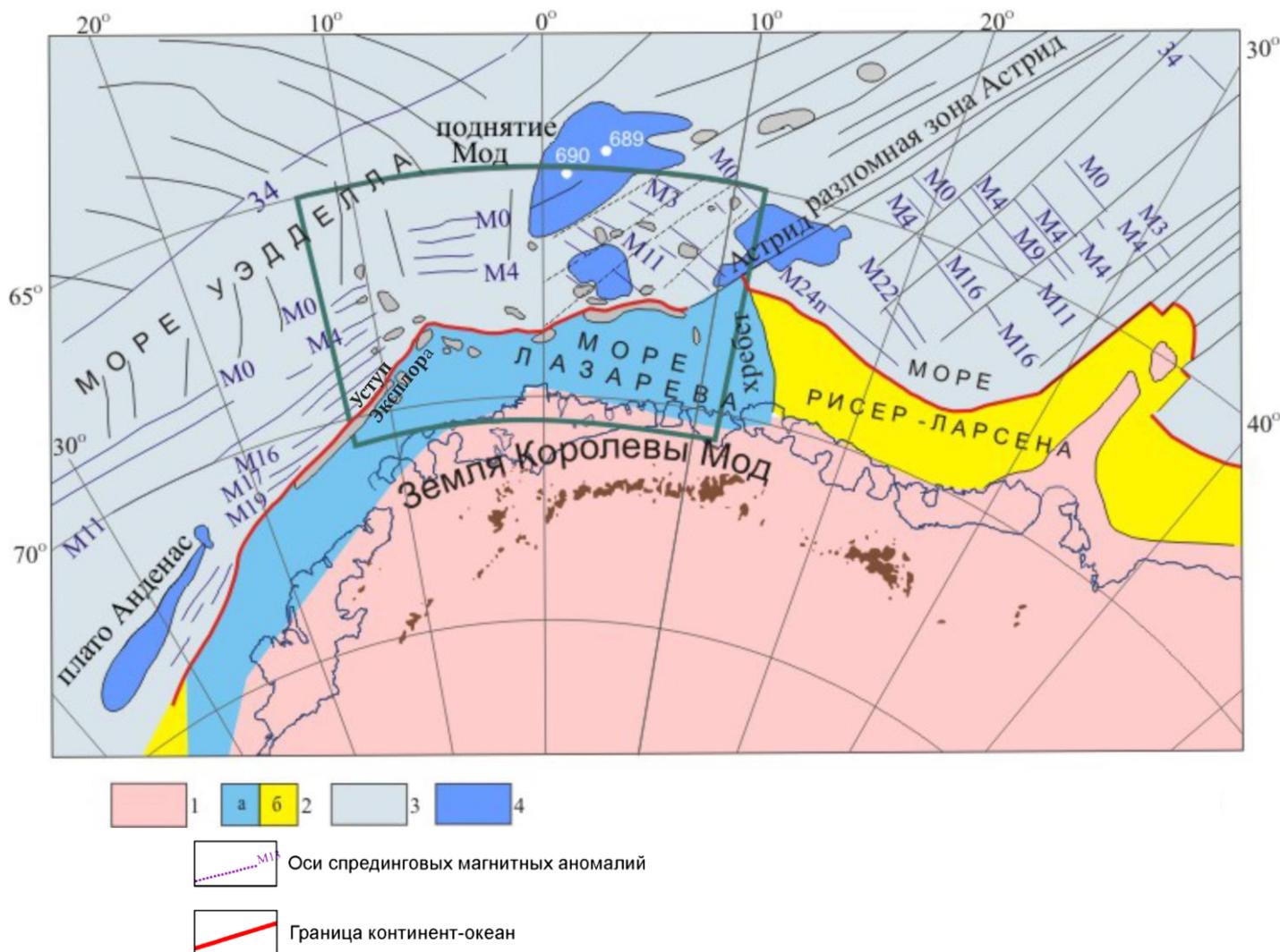


Рис.4. Основные структурно-тектонические элементы морей Рисер-Ларсена, Лазарева и восточной части моря Уэдделла (Лейченко и др., 2015).

- 1- Континентальная кора, не затронутая растяжением;
- 2- Периконтинентальная вулканическая зона на вулканической (а) и невулканической (б) сегментах пассивной окраины;
- 3- Океаническая кора;
- 4- Океанические вулканические поднятия;

Возникновение вулканической окраины ЗКМ, протягивающейся от восточной части моря Уэдделла до моря Рисер-Ларсена, связывается с внедрением под литосферу центральной Гондваны обширного астеносферного плюма Кару, который привел к избыточному магматизму на раннем этапе распада Гондваны и раскрытия Южного океана (Leytchenkov *et al.*, 1996). Под его влиянием происходил разогрев верхней мантии Восточной Гондваны и создавался дополнительный режим растяжения в литосфере за счет ее сводового воздымания. На стадии рифтогенного растяжения континентальной коры все эти процессы привели к формированию мощного (до 4-7 км) вулканогенного комплекса (комплекса Эксплора), предположительно заполнившего периконтинентальный рифтовый грабен. Возраст комплекса по изотопным датировкам базитов, развитых в западной части ЗКМ, оценивается в 180-170 млн. лет (средняя юра) (Гандюхин и др., 2012).

Около 150 миллионов лет назад (мезозой) Гондвана распалась на две части: западную (Африку, Аравию и Южную Америку) и восточную (Австралию, Антарктиду, Мадагаскар и Индостан), границей которых стал Мозамбикский пролив, ранее примыкавший, как было доказано, к континентальной окраине Восточной Антарктиды в море Лазарева.

Предполагается, что расхождение Западной и Восточной Гондваны происходило в условиях продолжавшегося подъема мантийного плюма и вулканизма. Формирование океанической коры в условиях продолжавшегося апвеллинга горячей мантии сопровождалось более активным вулканизмом в пределах СОХ и внутриплитным вулканизмом, следствием которого явилось образование океанических поднятий: плато Андерсен и банки Поларштерн в море Уэдделла в позднеюрское время, поднятия Мод в море Лазарева, северной части хребта Астрид в море Рисер-Ларсена и плато Агульяс вблизи юго-восточной Африки в раннемеловое время (Лейченков и др., 2016).

Формирование района моря Лазарева завершается в средне-позднеюрское время разделением Индоавстрало-антарктической и Афро-южноамериканской плит. Около 145 млн. лет назад в море Лазарева (которое было занято южной частью Мозамбикского хребта), предполагается образование спредингового хребта, располагавшегося

параллельно хребту Астрид (соответствующего по простиранию, спрединговым хребтам моря Рисер-Ларсена; (Рис. 1.9А). Ко времени около 136 млн. лет в северной части моря Лазарева возникло тройное сочленение хребтов в связи с началом раскрытия южной Атлантики (Гандюхин и др., 2012).

Перемещение литосферных плит Восточной и Западной Гондваны происходило до раннемелового времени (около 135-130 млн. лет назад). В период времени 126-118 млн. лет в море Уэдделла, вероятно, произошло замедление темпа спрединга морского дна, в результате чего к северу от 65 ю.ш. сформировалась система близко расположенных друг к другу трансформных разломов. Постепенный разворот трансформных разломов на северо-запад свидетельствует о вращении Антарктической плиты по часовой стрелке на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя.

В раннем мелу от Восточной Гондваны откололись Мадагаскарский и Сейшельский микроконтиненты, а в середине позднего мела - Индостанский субконтинент. Связь Антарктиды с Австралией прервалась лишь в середине позднего мела - 80 млн. лет назад. В начале кайнозоя обособились почти все фрагменты Гондваны, за исключением Южной Америки и Антарктиды. Их разделение через Анды произошло только в олигоцене, около 35 млн. лет. т.н. И именно тогда началось общее оледенение Антарктиды, связанное с возникновением циркумантарктического течения.

Восточная часть моря Уэдделла и континентальная окраина моря Лазарева вместе с южной частью подводного хребта Астрид, отделяющего его от моря Рисер-Ларсена, входят в состав обширной вулканической окраины, протягивающейся на сотни километров в западном направлении (приблизительно до 35° з. д.) (Гандюхин и др., 2012).

Магматическая активность на вулканических окраинах связывается с внедрением мантийных плюмов под литосферу суперконтинентов (White & McKenzie, 1989) и/или с локальной конвекцией мантийного материала, вызванной рифтогенезом (Mutter et al., 1988). В том и другом случае происходит плавление пород верхней мантии и обильный магматизм.

Осадочный чехол континентальной окраины Земли Королевы Мод делится на стратифицированную пострифтовую толщу верхней части разреза земной коры, общая мощность которой не превышает 2,0 км, и нижележащую рифтовую не стратифицированную осадочную толщу, представленную вулканическим комплексом Эксплора (рис.8).

Вулканический комплекс имеет мощность 5-7 км и характеризуется специфической структурой внутренних сейсмических отражений. Возраст комплекса составляет 180-170 млн. лет. Он представляет собой заполнение окраинного рифтового

грабена, формировавшегося на раннем этапе разделения Африки и Антарктиды (Hinz et al., 1981; Leitchenkov et al., 1996). Предполагается, что вулканический комплекс развивался на ранней стадии разделения суперконтинентов, предшествуя спредингу морского дна (White & McKenzie, 1989). Вулканический комплекс местами осложняется в разрезе зонами нарушения внутренней расслоенной структуры.

В сейсмической записи вулканические комплексы имеют специфическую клиновидную структуру, которая чаще всего характеризуется наклонными и расходящимися в сторону океана прерывистыми и непрерывными отражениями. Наклон отражений обусловлен постепенным прогибанием земной коры под действием все более увеличивающейся нагрузки отлагаемого магматического материала.

4. Методика полевых работ

Выполненные работы включали в себя сейсморазведку методом общей глубинной точки (МОГТ), выполнявшуюся в комплексе с гидромагнитными и гравиметрическими наблюдениями, а также сейсмические зондирования методом преломленных волн (МПВ).

4.1. Сейсмические работы

Методика исследования 56 и 58 РАЭ была идентичной.

Перед началом сейсмических исследований проводились опытно-методические работы, которые включают в себя проверку работоспособности оборудования (Гандюхин и др., 2011). Были выполнены:

- аппаратные проверки цифрового регистрирующего сейсмического комплекса MSX-6000;
- проверка системы контроля глубины косы DigiSCAN и тестирования устройств контроля;
- проверка системы управления пневмоисточниками LongShot и проверка работы пневмоисточников (ПИ) Sleeve Gun-ПВ;
- балансировка сейсмической косы, контроль точности балансировки и уровня шумов при работе на различных скоростях судна (от 4,0 до 5,5 узлов) и глубинах погружения косы (8–15 м);
- проверка работоспособности и тестирование цифровой сейсмической косы MSX-6000М совместно с регистрирующим комплексом MSX-6000 и системой контроля глубины DigiSCAN (с выпуском косы за борт).

4.2. Сейсмические исследования

Основным методом исследований, который позволяет решать поставленные задачи является профилирование ОГТ.

Сейсмопрофилирование выполнялось с помощью цифровой сейсмической косы MSX-6000M и регистрирующего сейсмического комплекса MSX-6000. Возбуждения сейсмического сигнала осуществлялись с борта НИС «Академик Александр Карпинский» (рис.5). Возбуждение упругих колебаний выполнялось с помощью двух линий источников SG-ПВ. Интервал между пунктами взрыва при работе на профилях МОГТ составлял 50 м. Исследования проводились с помощью фланговой системы координат (Гандюхин и др., 2011).



Рис.5. НИС «Академик Александр Карпинский».

Общая протяженность базы приема составляла 4387,5 м, из которых 175 м - длина кабель-троса за кормой, 87-90 м - длина головной секции и 100 м - активной секции. Использовалось 352 сейсмических канала, 8 из них располагались в активной секции и 16 приходилось на модуль MSX. Интервал между каналами 12,5 м. Число активных секции-44, модулей MSX-22.

Глубина погружения и угол сноса сейсмической косы в процессе работы контролировались системой DigiSCAN, включающей в себя персональный компьютер

IBM PC; программное обеспечение – DigiSCAN ver. 2.81; устройство связи – DigiCOURSE модели 272/01; устройства контроля глубины – DigiBIRD модели 5010 и CompassBIRD модели 5011-E.

Глубина погружения косы составляла 10–13 м. На ней было установлено 17 устройств контроля глубины (10 устройств модели 5010 и 7 устройств модели 5011-E), максимальное расстояние между ними составляло 300 метров.

Возбуждение упругих колебаний осуществлялось пневмоисточниками Sleeve Gun-ПВ. Их работа контролировалась системой LongShot. Рабочее давление в камерах пневмоисточников составляло 140 кг/см², глубина погружения группы пневмоисточников – 5 м. Экспресс-информация в процессе сейсмопрофилирования выводилась на монитор регистрирующего комплекса MSX-6000.

Регистрация сейсмических данных производилась на магнитные ленты (картриджи) IBM 3590 емкостью 10 Гб. По окончании съемки данные считывались с лент на жесткий диск персонального компьютера, а затем в формате SEG-Y (32-bit IEEE) архивировались на диски DVD-R.

Также были проведены сейсмические наблюдения МПВ. Они выполнялись автономными донными сейсмическими станциями и радиобуями «Спрут». С учетом данным МОГТ осуществлялся выбор места погружения АДСС. При поведении работ использовалась фланговая система наблюдений (встречная, по методу обращенного годографа) (Гандюхин и др., 2011).

5. Сейсмостратиграфия осадочного чехла

5.1 Общие сведения о глубоководном осадконакоплении

В процессе осадконакопления на различных участках осадочного бассейна существуют разные условия отложения осадков. Глубоководное осадконакопление на континентальных окраинах связано с гравитационным массопереносом, когда терригенное вещество, накопившееся на континенте, шельфе и верхнем склоне, под действием силы тяжести сносится вниз по склону в виде гигантских оползней и мутьевых потоков. В результате огромные массы осадочного материала отлагаются у материкового подножья, создавая мощные осадочные толщи. Происходит это преимущественно в периоды регрессии моря. Выпадение на дно биогенного и тонкодисперсного терригенного вещества из водной толщи (гемипелагическое и пелагическое осадконакопление) также играет большую роль в глубоководном осадконакоплении (Лейченков и др., 2015).

При наличии ледниковой обстановки перенос и отложение вещества

осуществляется льдами и айсбергами. Формирование осадков происходит за счет таяния ледников, содержащих обломочный материал.

Климат определяет активность речных систем, биопродуктивность в океане и др. В бассейнах, расположенных в зонах аридного климата, доминирует хемогенное осаждение. В бассейнах гумидных климатических зон, в тропиках широко развито биогенное осадконакопление с участием многочисленных форм живых организмов и растений. Для гумидных зон с умеренным и ледовым климатом характерно гравитационное осаждение и преобладание кластогенных осадков.

Климатические обстановки влияют на развитие органического мира. Например, глобальное похолодание, начало покровного оледенения в Антарктике и снижение температуры Южного океана на границе эоцена и олигоцена привели к изменению состава осадков: карбонатные осадкообразующие организмы сменились кремнистыми.

Температура, как важный показатель климата, является существенным фактором, определяющим бассейновое осадконакопление, а особенности ее воздействия на сформированную породу служат одним из критериев климатических палеорекоkonструкций. Температуры влияют на растворимость многих солей и газов. Например, понижение температуры сильно повышает растворимость углекислого газа, а, следовательно, карбонатов и бикарбонатов.

Колебания уровня Мирового океана приводят к образованию стратиграфических поверхностей, фациальных рядов и комплексов, связанных с периодическим повторением этих процессов. В периоды трансгрессии источники сноса удаляются от склона, поэтому к краю шельфа и соответственно в бассейн поступает все более тонкозернистый материал, поступление терригенного материала в глубоководную область резко снижается. В результате доминирующими становятся гемипелагические и пелагические условия седиментации. В периоды регрессий понижение уровня моря приводит к усилению эрозии на суше и приближению источников сноса к бассейну. В этот период усиливается активность гидродинамических процессов разрушения шельфа. Все это способствует поступлению в бассейн более грубозернистого материала. Преобладающее значение приобретает гравитационное перемещение терригенного материала. Это приводит к изменению состава осадков и образованию физических границ раздела между комплексами отложений различного генезиса, проявляющихся на сейсмической записи в качестве региональных рефлекторов (Лейченко и др., 2015).

Благодаря активизации в период регрессии трубидитовых потоков обеспечивается транспортировка песчаных осадков не только в пределах склона, но и в прилегающую часть глубоководного бассейна. С движением мутьевых потоков связано образование

подводных каналов и обрамляющих их боковых наносов. На краях каналов, где скорость течений снижается, происходит осаждение тонкодисперсного материала и образование прирусловых валов. Отложения гравитационных потоков образуют глубоководные конусы выноса, форма, объем и протяженность которых зависит от энергии источника поставки терригенного материала и трансгрессивно-регрессивных циклов.

Не менее значимую роль в процессе седиментации играют процессы перераспределения осадочного вещества под влиянием мощных устойчивых глубинных контурных течений, проходящих вдоль континентальных склонов. Они формируются в полярных зонах Мирового океана, являясь компенсационными потоками "глобального конвейера", определяющего перераспределение тепловой энергии в Мировом океане. Скорости этих течений, по данным прямых измерений, могут достигать десятков сантиметров в секунду (Swallow, Worthington, 1969; Warthington, 1976). Эти придонные течения возникают из-за разности температур вод и движутся, следуя изгибам рельефа. Они могут переносить огромные массы осадочного материала на большие расстояния, а при уменьшении скоростей осаждают их на дно, формируя специфические осадочные отложения - контуриты. Интенсивность течений во многом определяется топографией морского дна. Если существуют возвышенности, параллельные окраине, то течения усиливаются. В определенных условиях контурные течения могут образовывать мощные (километровые) осадочные тела-дрифты или, наоборот, прекращать седиментацию, образуя перерывы в осадконакоплении.

Образование региональных сейсмических границ в глубоководных обстановках главным образом связано с изменением характера седиментации и перерывами в осадконакоплении. Во многом эти процессы контролируются глобальными или региональными изменениями климата и природной среды, тектоникой, рельефом материков, динамикой циркуляции водных масс и колебаниями уровня Мирового океана.

5.2 Виды контуритовых дрифтов

По морфологии дрифты подразделяются на шесть групп. Расположение и геометрию этих различных типов, главным образом, контролируют пять взаимосвязанных факторов: скорость течения, рельеф и морфология морского дна, скорость и тип осадконакопления, продолжительность периода, в течение которого действовало течение, взаимодействие с гравитационными процессами и их последующее отложение.

1. Покрывающие контуритовые дрифты (Contourite sheet drift).

Они содержат слои практически постоянной мощности до нескольких сотен метров, которые покрывают огромную территорию и характеризуются минимальным

уменьшениям мощности к границе. Рефлекторы на сейсмических профилях обычно низкоамплитудные, прерывистые. Различают два подтипа контуритовых покрывающих дрифтов: абиссальные и склоновые, механизмы формирования которых определяются различными гидрологическими и морфологическими обстановками.

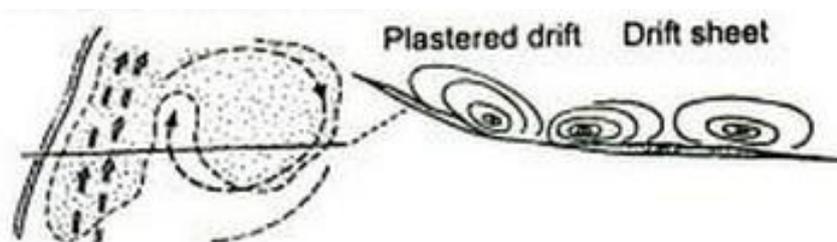


Рис.6. Схематическое строение контуритовых дрифтов в разрезе и плане (Stow, Faugeres, 2002)

Абиссальные покрывающие дрифты (abyssal contourite-sheeted drifts) имеют слои постоянной мощности, простирающиеся на большие площади (10^5 - 10^6 км²). Формирование их происходит на больших глубинах, чаще всего в глубоководных котловинах. Абиссальные дрифты содержат мелкозернистые осадки, включая илы, биогенный пелагический материал, марганцевые красные глины и др. Скорость осадконакопления низкая и достигает 2-4 см/год.



Рис.7. Схематическое строение абиссальных контуритовых дрифтов в разрезе (Faugeres, Mulder, 2011)

Склоновые контуритовые дрейфы (Slope contourite-sheeted drifts) происходят вблизи основания континентальных склонов, где проходят донные течения. В отличие от первого подтипа такие параметры склоновых дрифтов как зернистость, состав и скорость осадконакопления могут значительно варьировать в зависимости от условий формирования. Они занимают меньшую площадь чем абиссальные дрифты (до 10^4 км²) и могут иметь неоднородную, непротяженную форму с широкой слегка холмистой структурой. В результате действия течения происходит постепенное накопление все новых и новых слоев с постоянной мощностью по всей площади, охваченной течением,

которые формируют гладкий рельеф.

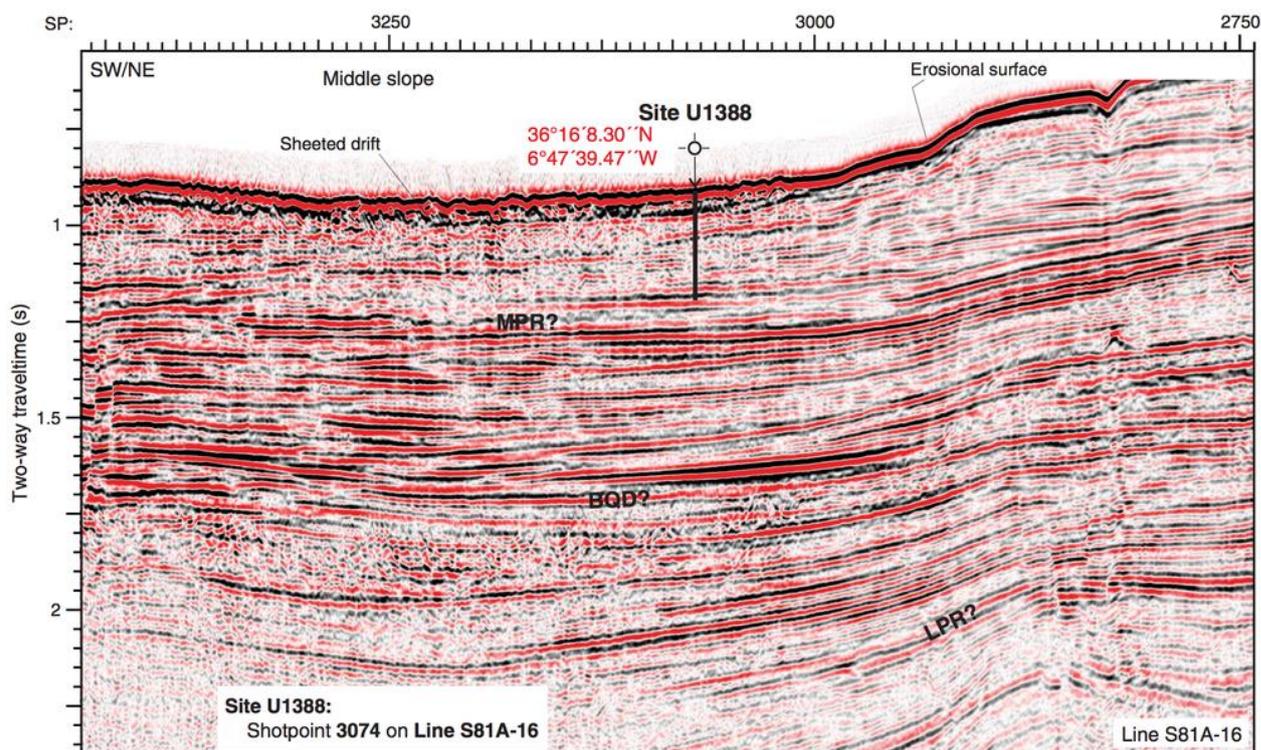


Рис.8. Сейсмический профиль, полученный по программе ODP в заливе Кадиз, экспедиция 339, 2012 год. IODP Prel. Rept., 339. doi: 10.2204 / iodr.pr.339.2012 (Francisco, Dorrik et al, 2012).



Рис.9. Схематическое строение склоновых контуритовых дрифтов в разрезе (Faugeres, Mulder, 2011).

2. Ограниченные дрифты (confine drift) представляют собой накопления контуритов, которые встречаются в небольших бассейнах. Они обычно формируются в тектонически активных зонах, где возникают ограниченные зоны, благоприятные для накопления контуритовых наносов. Примерами данного типа являются дрефт Луизвиль в глубоководной части на западе Новой Зеландии (Carter and McCave, 1994), дрефт Сумба, расположенный в Индонезийской дуговой системе (Reed et al., 1987), дрефт Мейджи,

локализующийся в зоне Алеутского желоба (Scholl et al., 1977), и др.

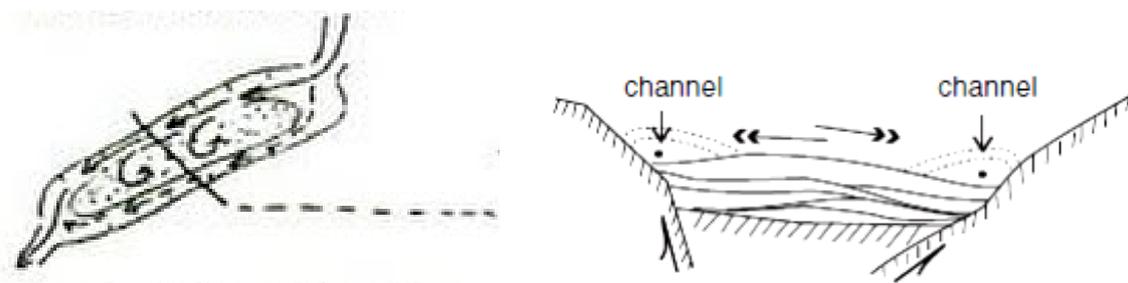


Рис.10. Схематическое строение ограниченных контуритовых дрейфов в разрезе и плане (Stow, Faugeres, 2002; Faugeres, Mulder, 2011)

3. Дрейфы, связанные с подводными каналами (Channel-related drifts). Этот тип дрейфов формируется в областях, где донные течения ограничены, а скорости потока существенно увеличены (например, Vema Channel, Kane Gap, Samoan Passage). Из-за высоких скоростей обычно наблюдаются следы эрозии вдоль канала, а также различные типы отложений на дне, боковых частях и устье канала, образуются. Фланговые отложения (патч-дрейфы) обычно неоднородны и малы (десятки км² в длину, мощность 10-150 м), могут быть удлиненными и субпараллельными направлению потока.

В устьях каналов скорость течения резко уменьшается и образуется контуритовые веера с конусообразным профилем, площадь которых намного больше, чем у фланговых отложений. Она составляет около 100 км в радиусе и около 300 м в толщину (рис.). Дно канала может быть неоднородным и содержать песчаные, гравийные и грязевые обломки.

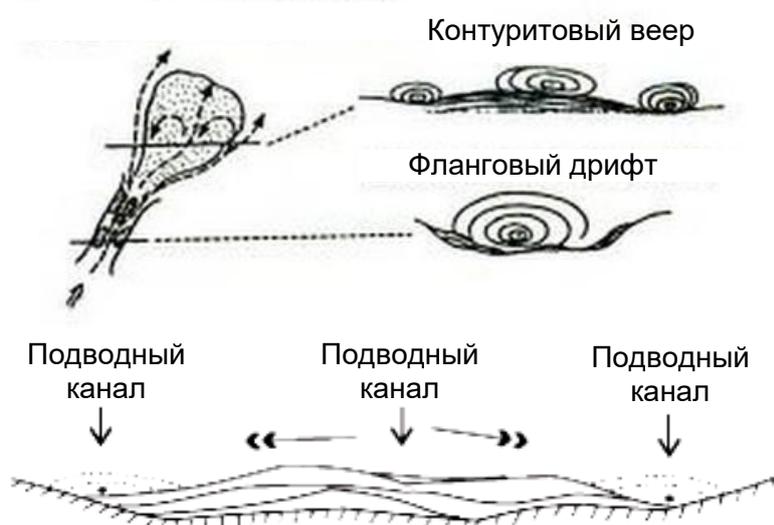


Рис.11. Схематическое строение связанных с подводными каналами дрейфов в разрезе и

плане (Stow, Faugeres, 2002; Faugeres, Mulder, 2011).

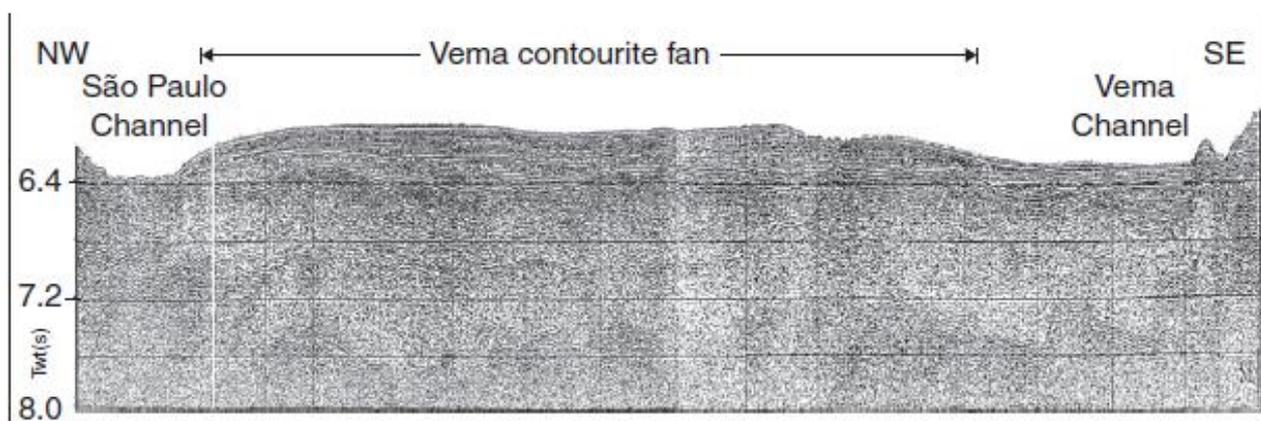


Рис.12. Контуритовый веер Вема на сейсмическом профиле (Stow, Faugeres, 2002; Faugeres, Mulder, 2011).

4. Вытянутые холмообразные дрифты (elongate mounded drifts). Они протягиваются на расстояния от нескольких десятков до тысяч километров и имеют мощность от нескольких сотен метров до нескольких километров. Направления дрифтов могут менять согласно форме континентальных окраин, и зависят от морфологии морского дна, интенсивности течений и силы Кориолиса. Формирование их может происходить как на участке верхней части континентального склона, так и в самых глубоких частях бассейна. Скорость седиментации зависит от количества поставляемого течением материала и колеблется от 20 до 100 см/год, но может быть и менее данного значения. Дрифты сложены преимущественно мелкозернистым материалом. Состав осадков, слагающих дрифты, достаточно разнообразный, и зависит от условий образования; встречаются как терригенный, так и биогенный и вулканический типы осадконакопления.

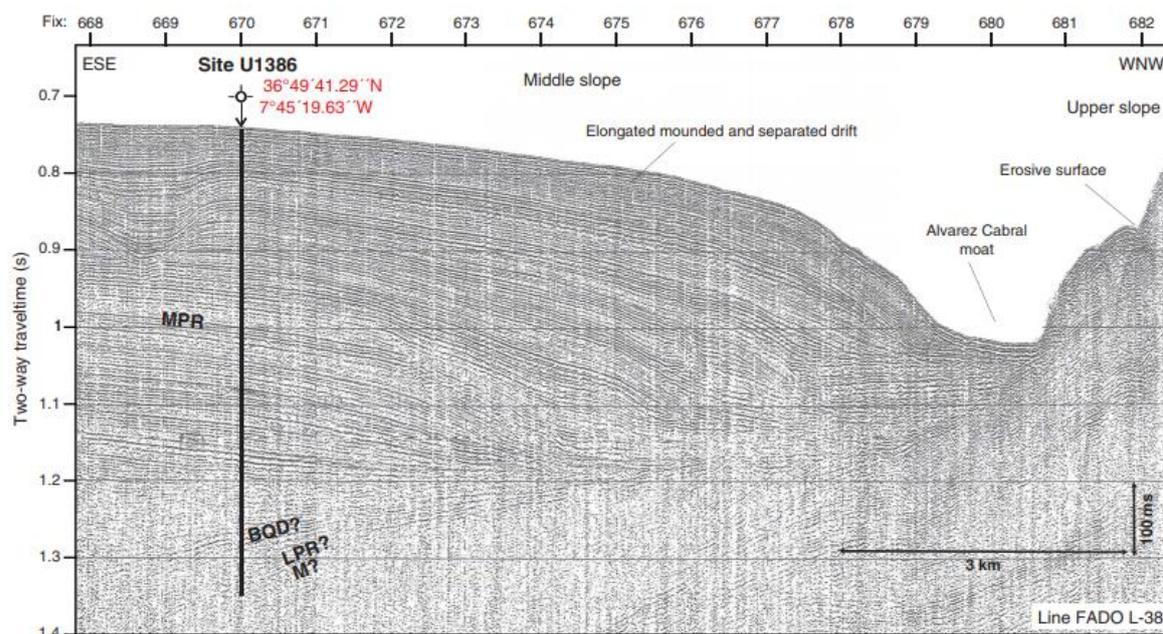


Рис.13. Сейсмический профиль, полученный по программе ODP (профиль P74-45) на дрifte Фаро, экспедиция 339, 2012 год. IODP Prel. Rept., 339. doi: 10.2204 / iodp.pr.339.2012 (Francisco, Dorrik et al, 2012).

В зависимости от параметров течения и морфологии морского дна могут формироваться несколько подтипов данного вида дрефтов: пластовые, раздельные и отсоединенные (рис.14).

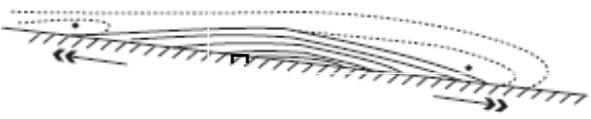
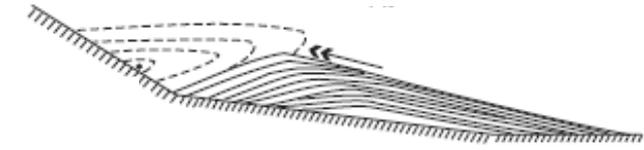
<p>Пластовые дрефты Перемещение материала вверх и вниз по склону Пример: дрефт Гардар</p>	<p>Низкая скорость течения Пологий склон</p> 
<p>Отсоединенные дрефты Преобладает перемещение материала вниз по склону Пример: дрефт Эйрик</p>	
<p>Разделенные дрефты Преобладает перемещение материала вверх по склону Пример: дрефт Фаро</p>	<p>Высокая скорость потока</p> 

Рис.14. Схематическое строение вытянутых холмообразных дрифтов в разрезе (Faugeres, Mulder, 2011).

1) Пластовые дрифты (plasted drifts) расположены на пологих ровных склонах, охваченных течениями с низкой скоростью. Осаждение осадка в данном случае происходит либо с одной стороны, либо с обеих сторон потока (рис. 15).

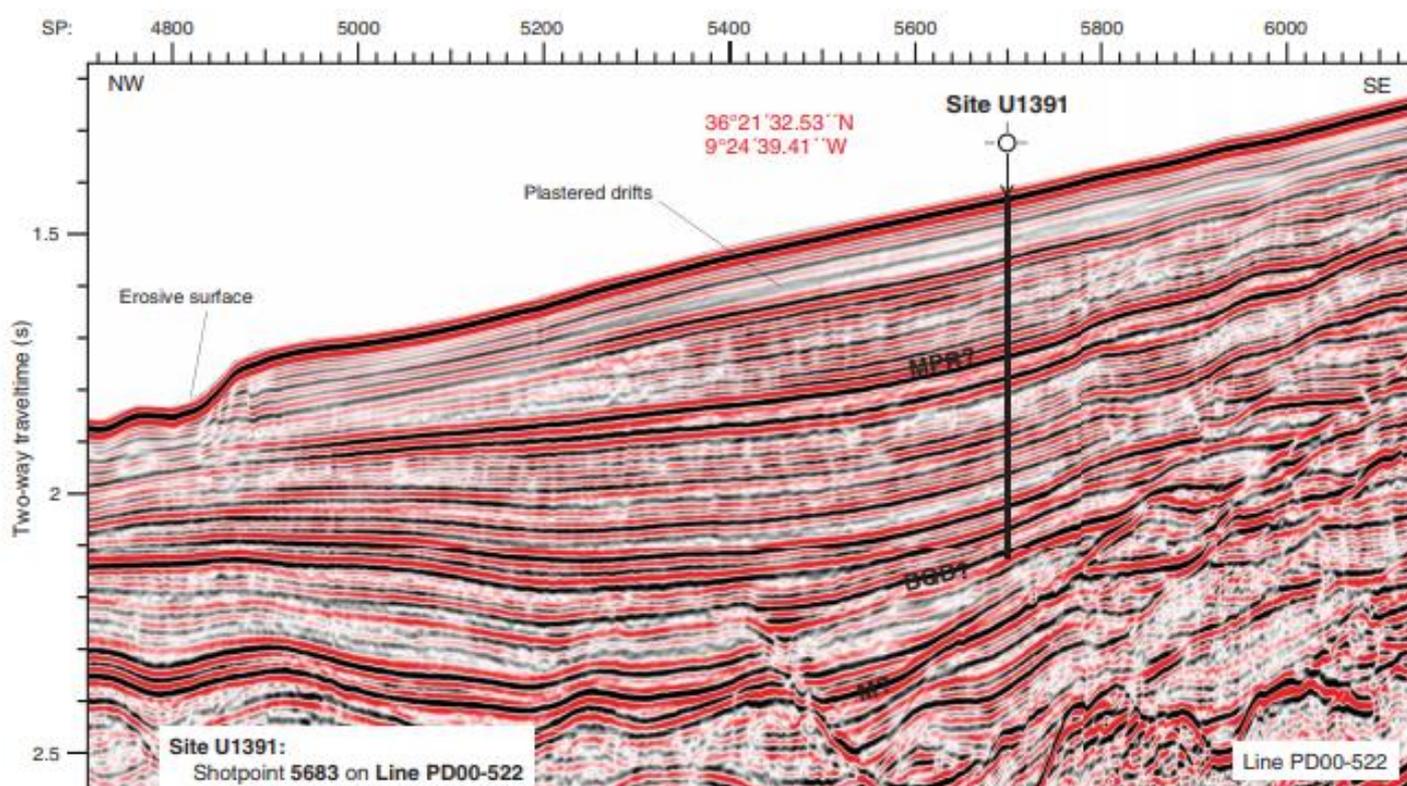


Рис.15. Сейсмический профиль, полученный по программе ODP (профиль PD00-522) на юго-восточной окраине Португалии, экспедиция 339, 2012 год. IODP Prel. Rept., 339. doi: 10.2204 / iodp.pr.339.2012 (Francisco, Dorrik et al, 2012).

2) Разделенные дрифты (separated drifts) расположены у основания крутых склонов, где участок, захваченный течением, ограничен силой Кориолиса. Они обычно имеют ассиметричную форму (рис. 16). Их разрастание происходит вверх по склону. Эрозия преобладает в канале вдоль правой стороны течения, а осаждение осадка происходит вдоль левой стороны течения, где скорость уменьшается. Такой дрифт характеризуется боковой миграцией с наклонными рефлекторами на сейсмических профилях. Примером является дрифт Фаро в заливе Кадис (Fauge`res et al., 1985, Fauge`res et al. ., 1999).

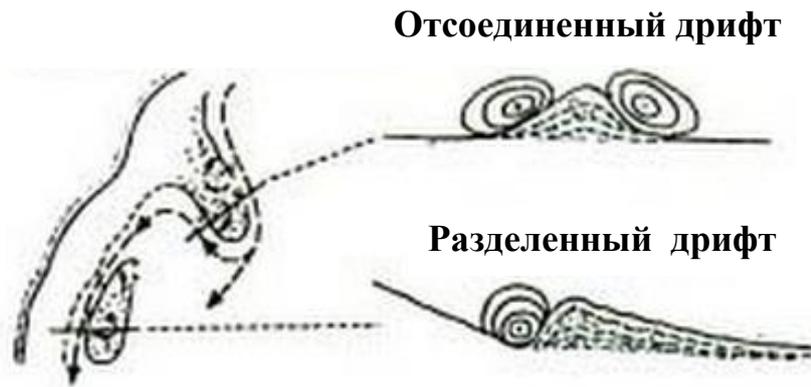


Рис.16. Схематическое строение вытянутых холмообразных дрейфов в разрезе и плане (Stow, Faugeres, 2002)

3) Отсоединенные дрейфы (detached drifts) образуются в местах, где происходит сильный изгиб рельефа, или где взаимодействуют поверхностные и донные течения (дрейфы Хаттерас и Блейк-Багамы McCave and Tucholke, 1986). Они обычно формируются в центре котловины, более или менее перпендикулярно к краю (рис.16).

6. Сейсмостратиграфические модели осадочного чехла.

Формирование осадочного чехла окраинных бассейнов Восточной Антарктиды связано с рифтогенезом, раскрытием Индийского океана и последующим погружением кристаллического фундамента континентальной окраины в результате остывания литосферы и увеличения объема поступающего с континента терригенного и содержащегося в воде биогенного материала (Лейченков, Гусева, 2012).

Рифтовая часть разреза континентальной окраины Земли Королевы Мод мезозойско-кайнозойского возраста, образование которой предшествовал раскол литосферных плит, представлена вулканогенным комплексом Эксплора (рис.17). В период рифтогенеза на континентальной окраине Восточной Антарктиды господствовали континентальные и мелководные морские условия осадконакопления.

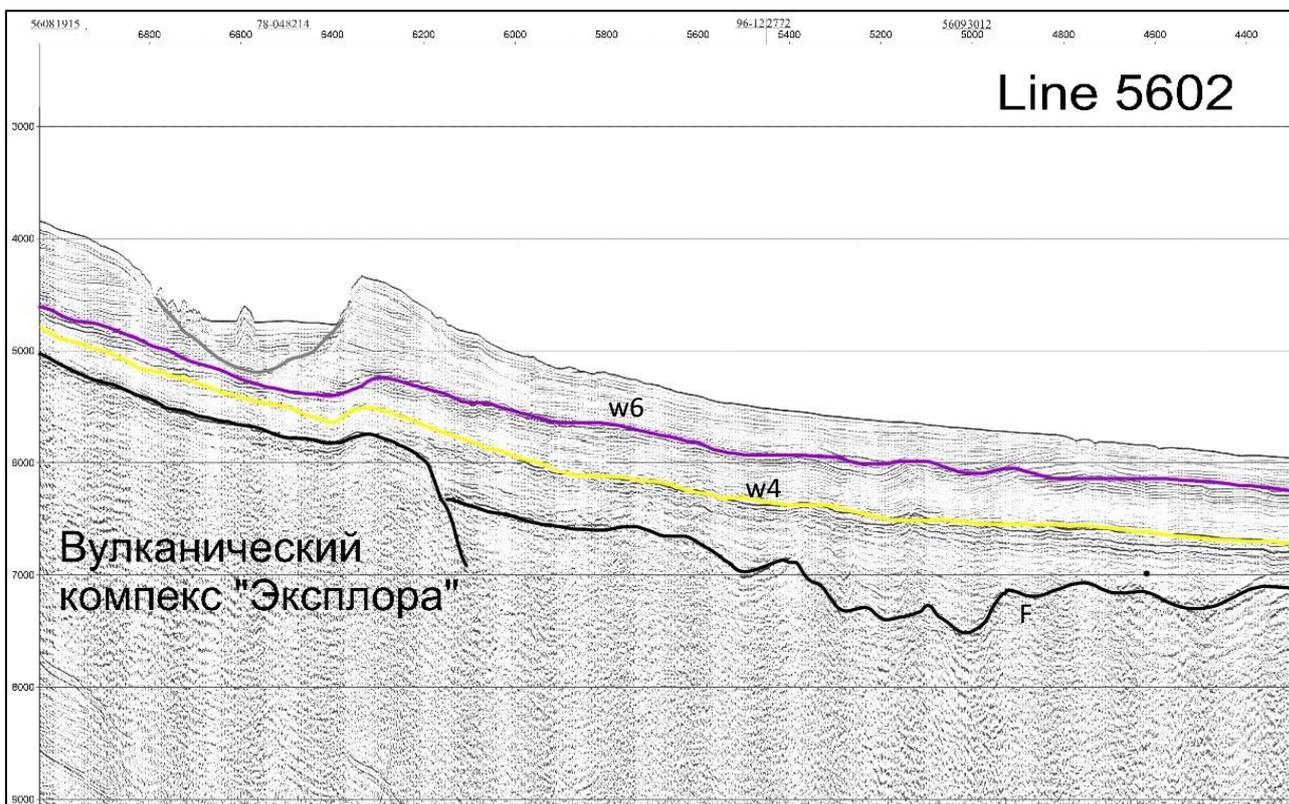


Рис.17. Сейсмический разрез по профилю 5602 в море Уэдделла, иллюстрирующий сеймостратиграфию осадочного чехла. Положение профиля указано на рисунке 3.

Пострифтовый осадочный чехол района работ представлен стратифицированной толщей осадков, общая мощность которых не превышает 2,0 км, постепенно увеличиваясь в западном направлении и достигая 4–6 км в районе 20°–25° з.д. (Rogenhagen et al., 2005). На континентальном склоне западной части моря Лазарева и восточной части моря Уэдделла (между 2° в.д. и 6° з.д.) мощность осадков не превышает первых сотен метров, не позволяя надёжно выделять сейсмические комплексы из-за недостаточного разрешения сейсмической записи. В верхней части пострифтовой толщи осадочного чехла развиты ледниковые отложения, образованные в результате развития материкового оледенения в Антарктике и неоднократного разрастания ледникового щита вплоть до краев континентального шельфа, инициировавшего активный вынос терригенного материала на континентальный склон. Пострифтовый доледниковый период времени характеризовался преимущественно гемипелагической обстановкой осадконакопления с умеренной скоростью седиментации. На сейсмических профилях они отмечаются параллельной слоистостью с непрерывными и прерывистыми рефлекторами, свойственными для данных условий седиментации.

Согласно сеймостратиграфической модели для глубоководной части индоокеанской акватории Антарктики выделяется до 6 региональных отражающих

горизонтов, которые нумеруются вверх по разрезу от «1» до «6» и имеют буквенные обозначения в зависимости от географического положения (RLS, CS и W).

В районе работ в пострифтовой части осадочного чехла были выделены и с различной степенью достоверности снизу вверх прослежены по площади сейсмические горизонты LS1a, LS2, LS4, LS5 в море Лазарева и W1, W2, W3, W4, W6 в море Уэдделла.

Кровлей вулканического комплекса на описываемой континентальной окраине является контрастная сейсмическая граница 1 (несогласие W1 и LS1 в море Уэдделла и море Лазарева соответственно). Это несогласие связывают с отделением Африки, Австралии и полуострова Индостан от Антарктиды 160, 134 и 93–67 млн. лет назад соответственно, которое произошло в результате раскола Гондваны. На сейсмических профилях эта граница представлена непрерывным рефлексом переменной амплитуды, полого погружающимся в сторону океана. Главным критерием для ее выделения является различие характера сейсмической записи в подстилающей и перекрывающей толщах, обусловленное изменением обстановки осадконакопления с континентальной на морскую (Лейченков, Гусева, 2012).

Региональные сейсмические границы с номерами «2» и «3» расположены в пострифтовой, доледниковой части осадочного чехла. Образование границы «2» связывается с началом спрединга морского дна между Австралией и Антарктидой, увеличением площади и глубины Индийского океана и его последующим соединением с южной Атлантикой и морем Уэдделла. В результате около 90–85 млн. лет происходит изменение обстановки седиментации и возникновение термохалинной циркуляции с развитием донных течений западного направления.

Границу 3 маркируют заметные изменения в характере седиментации на протяжении среднего и позднего эоцена около 43–40 млн. лет назад. В этот период происходило увеличение скорости спрединга морского дна, локальные оледенения в полярных регионах и резкое падение уровня Мирового океана. Граница «3» прослеживается практически в пределах всей изученной континентальной окраины.

Граница «4» отмечает резкие изменения в структуре осадочного чехла. Изменения в строении осадочного чехла выше горизонта «4» связано с крупномасштабным оледенением Антарктиды около 34 млн. лет назад, когда ледовый покров достиг края антарктических шельфов, в связи с чем начались активные процессы гравитационного переноса терригенного материала. Граница «4» отделяет относительно однородную в сейсмической записи нижележащую толщу от гетерогенной перекрывающей синледниковой толщи. Горизонт четко определяется в разрезе подножия континентального склона благодаря появлению в вышележащих осадках характерных для

синледникового осадконакопления сейсмических фаций.

Границы с номерами «5» и «6» - расположены в синледниковой части осадочного чехла. Возраст границы «5» оценивается по данным бурения в море Содружества около 23–24 млн. лет. В этот период установлено краткосрочное оледенение в Антарктиде и связанное с ним существенное разрастание ледникового щита, инициирующее усиление стока холодных вод с шельфов и донных течений в подножие склонов (Лейченков, Гусева, 2012).

Вплоть до раннего миоцена происходило многократное изменение площади антарктического ледового покрова. Наступления ледника к краю шельфа в периоды оледенений сопровождалось выносом терригенного материала на континентальный склон. Получили развитие гравитационные процессы, переносящие обломочный материал в глубоководную область. В раннемиоценовый век отмечается расширение сети подводных каньонов и формирование контуритов, образующихся под действием донных течений. Только со среднего миоцена (14–12 млн. лет) ледовый щит достиг устойчивого равновесия.

В составе синледниковой осадочной толщи выше границы «5» выделен региональный горизонт «6», представляющий собой контрастную, прерывистую сейсмическую границу. Этому горизонту отвечает непродолжительный перерыв в осадконакоплении между 14–12 млн. лет, когда в Антарктиде началось глобальное похолодание и стабилизация ледового щита. Начиная с позднего миоцена (около 14 млн. лет назад), когда ледовый щит Восточной Антарктиды стабилизировался, в подножии континентального склона темп осадконакопления существенно снизился до 20–30 м/млн. лет (Cooper & O'Brien, 2004). Ледовый щит перекрывал большую часть шельфа, но оставался малоподвижным, и поступление осадков в глубоководную область было очень незначительным.

Синледниковые границы моря Лазарева коррелировались со скважинами глубоководного бурения в морях Содружества, Моусона и Дейвиса. На площадь работ 56 РАЭ горизонты прослежены по профилям предшествующих экспедиций из района каньона Вегенера, где было выполнено бурение двух скважин по программе ODP (Лейченков, Гусева, 2012).

7. Сейсмостратиграфия и сейсмические фации

7.1. Море Уэдделла

На профилях, полученных в восточной части моря Уэдделла, мной выделено два региональных горизонта, прослеживающихся практически на всей площади исследуемого

района (рис.18). Нижний горизонт – W4 представлен хорошо выраженной, контрастной, протяженной отражающей границей. Он выделен в пределах всей площади района работ за исключением северного окончания профиля 5601, где выклинивается на контрастном поднятии фундамента. Изменение состава осадков в связи похолоданием и оледенением в Антарктике создает контраст в акустической жесткости, достаточный для образования отчетливой сейсмической границы (Barker et al., 1988). Горизонт четко определяется в разрезе подножия континентального склона благодаря появлению в вышележащих осадках характерных для синледникового осадконакопления сейсмических фаций.

Нижележащий доледниковый комплекс представлен субпараллельными и параллельными отражениями и характеризуется гемипелагическим и пелагическим характером осадконакопления. Суммарная мощность доледниковых пострифтовых осадков составляет 800–1300 м на террасе континентального склона, а в глубоководной части акватории изменяется от 400 до 800 м, возрастая до 1000–1200 м в подножии континентального склона восточной части района работ.

В составе вышележащей синледниковой осадочной толщи выделен региональный горизонт W6. Он представляет собой четко выраженную, контрастную, прерывистую сейсмическую границу. Этому горизонту отвечает непродолжительный перерыв в осадконакоплении между 14–12 млн. лет, когда в Антарктиде началось глобальное похолодание и стабилизация ледового щита. Начиная с позднего миоцена (около 14 млн. лет назад), когда ледовый щит Восточной Антарктиды стабилизировался, в подножии континентального склона темп осадконакопления существенно снизился (Cooper & O'Brien, 2004). Ледовый щит перекрывал большую часть шельфа, но оставался малоподвижным, и поступление осадков в глубоководную область было незначительным.

Граница W6 в районе исследований 56 РАЭ не всегда уверенно выделяется по площади в пределах континентального склона и его подножия. Непрерывность прослеживания горизонтов W4 и W6 часто нарушается глубоко врезавшимися в осадочный чехол каньонами (рис.18). В долинах наиболее глубоких каньонов эродированы не только осадки синледниковой части разреза, но и верхних доледниковых комплексов.

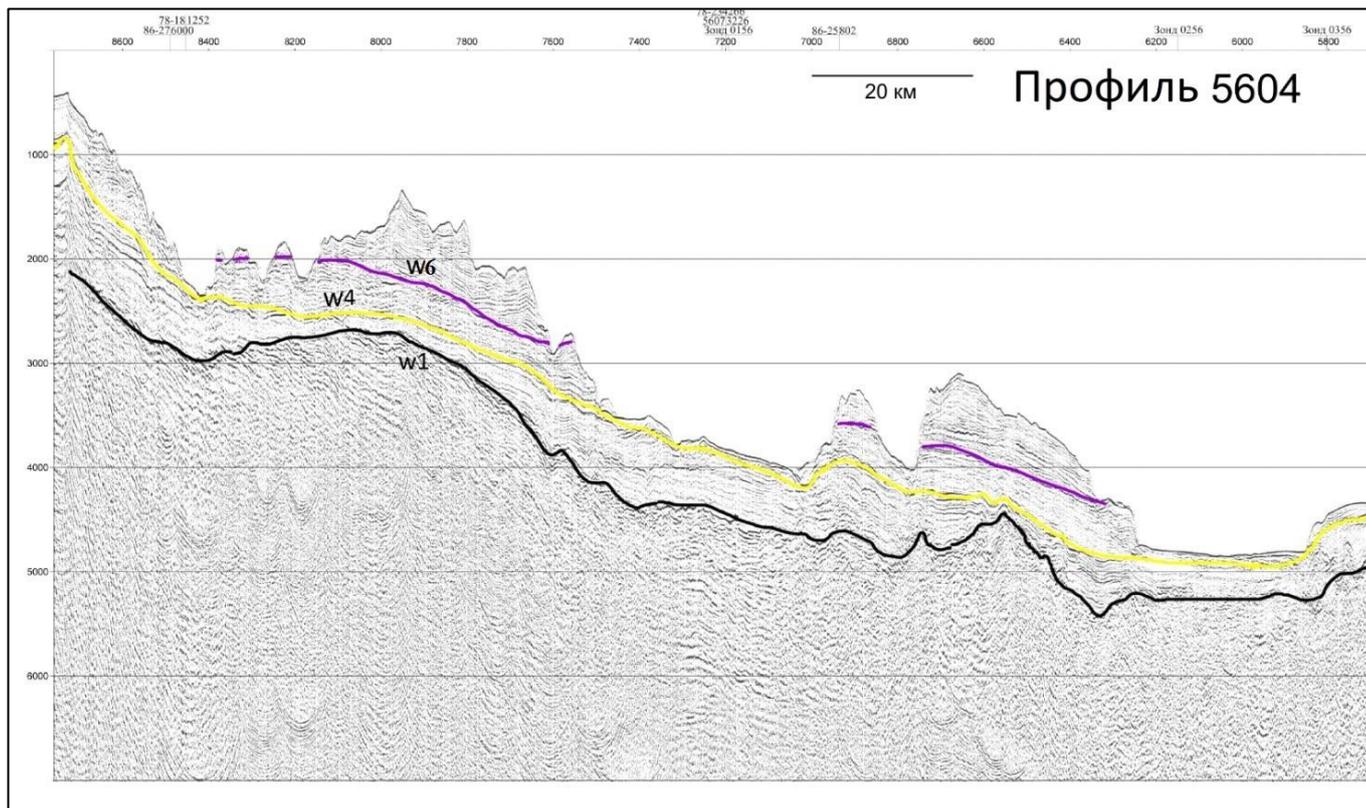


Рис.18. Сейсмический разрез по профилю 5604, иллюстрирующий сейсмостратиграфию осадочного чехла. Положение профиля указано на рисунке 3.

Мощность комплекса «W4-W6» колеблется от 100 до 600 м. Его время накопления оценивается в интервале 34–14 млн. лет. На значительной площади комплекс представлен субпараллельными прерывистыми и непрерывными отражениями, характерными для гемипелагических осадков.

Между горизонтами W4 и W6 появляются первые погребенные подводные каньоны, представляющие собой заполненные осадками эрозионные врезы, и сопряженные с ними боковые наносы (рис.19). Их образование связано с движением мутьевых (турбидитовых) потоков (рис.20). Каньоны имеют ширину от единиц до 100–150 км и протягиваются на сотни километров. Структура заполнения каньонов характеризуется хаотическими или сейсмически прозрачными отражениями. Боковые наносы (или прирусловые валы) хорошо стратифицированы и представлены на сейсмических разрезах непрерывными, прямыми или вогнутыми параллельными отражениями, которые полого погружаются в сторону от бортов каньонов. Система палеоканьонов с боковыми наносами образует хорошо выраженный в современной морфологии океанического дна конус выноса (мощность осадков в пределах которого увеличивается до 1000–1200 м), прослеживающийся в сторону океана более чем на 350 км

(Пр 5602 и 5609).

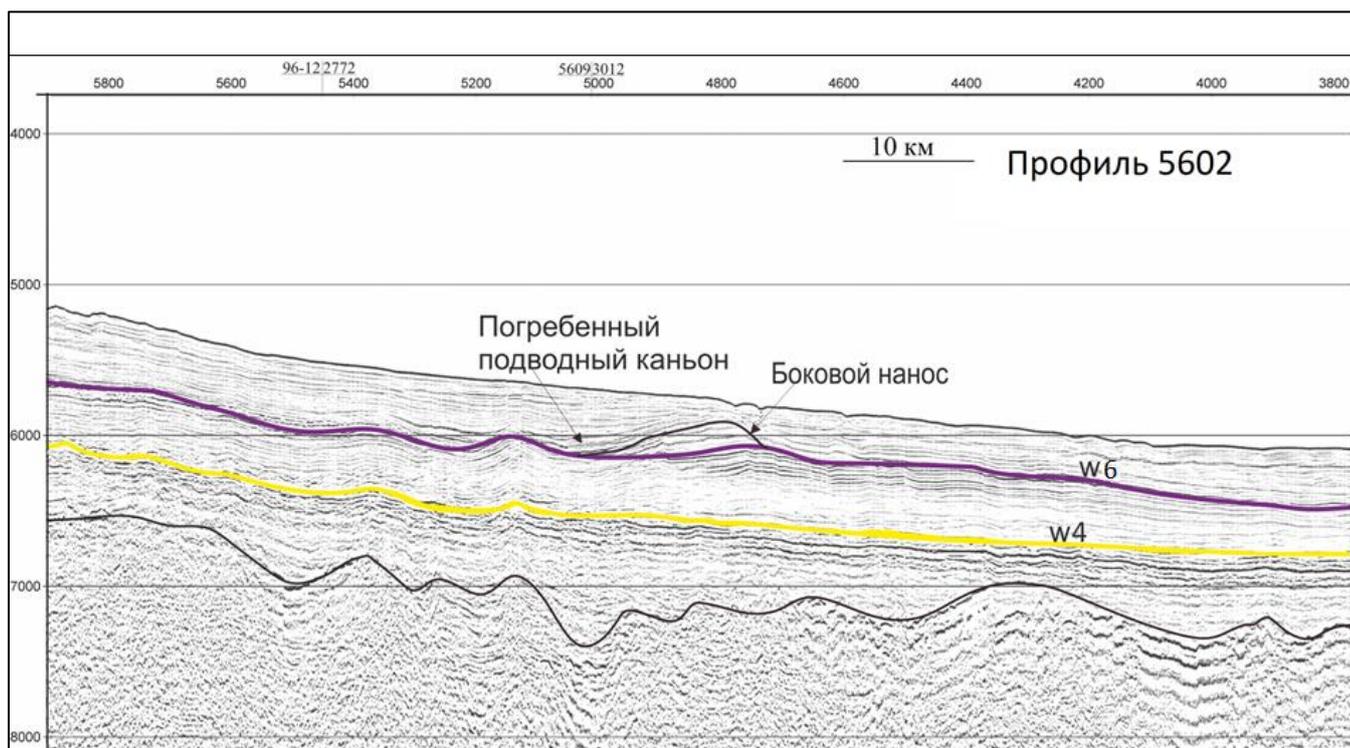


Рис.19. Сейсмический разрез по профилю 5602, иллюстрирующий сейсмостратиграфию осадочного чехла и погребенный подводный каньон с боковым наносом. Положение профиля указано на рисунке 3.

В прирусловых валах также наблюдаются слои с волнистой структурой внутренних отражений - «иловые волны» (ПР 5608), образование которых связывается с действием контурных течений или турбидитных потоков, которые, стекая вниз по склону вдоль каньонов, переливались на окружающие их валы, создавая волнистую морфологию дна. По данным бурения в море Содружества, осадки, слагающие волны, в основном имеют глинистый состав с незначительным содержанием алеврита и песка.

Кроме каньонов и сопровождающих их боковых наносов в структуре комплекса «W4-W6» отмечаются линзообразные структуры и прослои шириной 10-20 км и мощностью до 400 м с полупрозрачной, слабо выраженной или хаотичной внутренней структурой, которые интерпретируются в качестве оползней (ПР 5604, ПВ 8550–8700), а также отложений обломочных и турбидитовых потоков (ПР 5609, ПВ 3300–1800).

В верхней части синледниковой толщи выявлены вытянутые вдоль подножия континентального склона крупные ассиметричные холмообразные структуры с пологозалегающей подошвой и выпуклой кровлей, сложенные протяженными субгоризонтальными, часто волнистыми внутренними отражениями. Эти структуры,

образованные под влиянием донных течений, усиливавшихся в подножиях крутых склонов (уступа Эксплора), называют контуритовыми наносами, или дрифтами. (рис.13, 14, 15). На некоторых профилях выделяются узкие вдольсклоновые каналы, отделяющие контуритовые наносы от склонов поднятий (рис. 21).

Два контуритовых наноса синледникового времени формирования обнаружены в центральной части профилей 5604, 5605 и 5606. Они имеют мощность 300-500 м и протягиваются в западном направлении на расстоянии 300-400 км.

Еще один синледниковый контуритовый нанос был вскрыт профилем 5602 (ПВ 5600-6400) (рис.23). Его протяженность составляет около 400 км, мощность до 900 м.

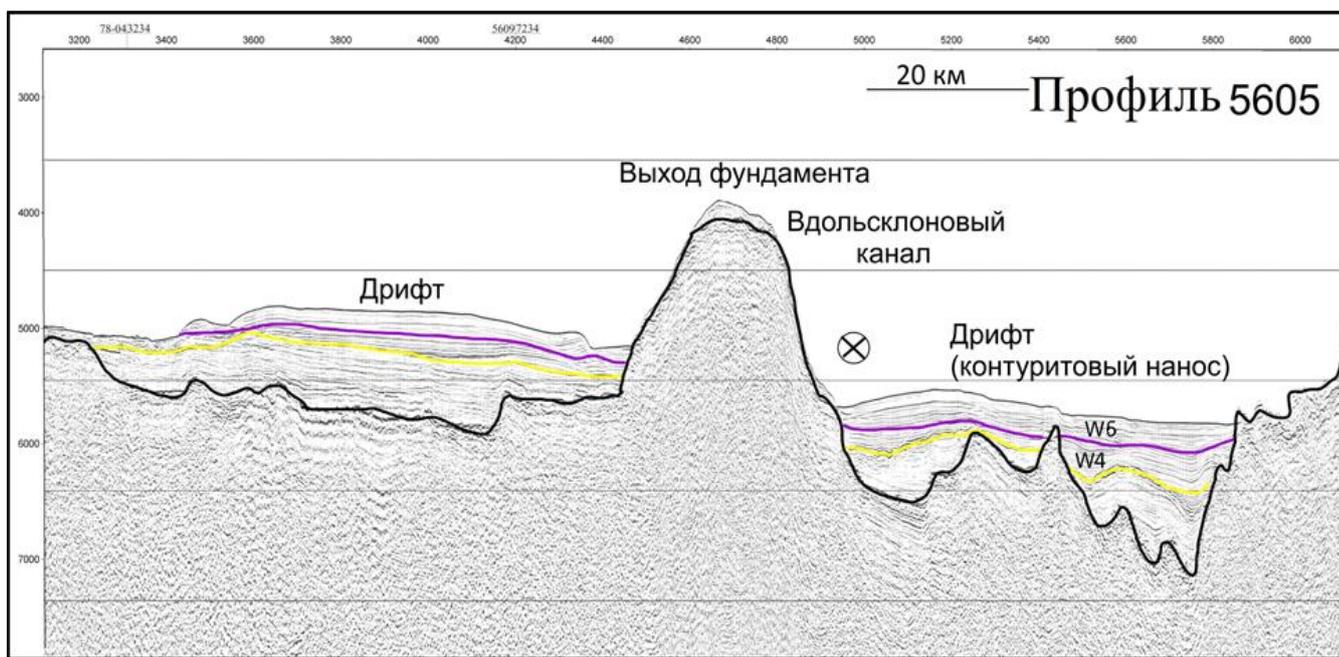


Рис.21. Сейсмический разрез по профилю 5605, иллюстрирующий сейсмостратиграфию осадочного чехла и строение синледниковых комплексов. Положение профиля указано на рисунке 3.

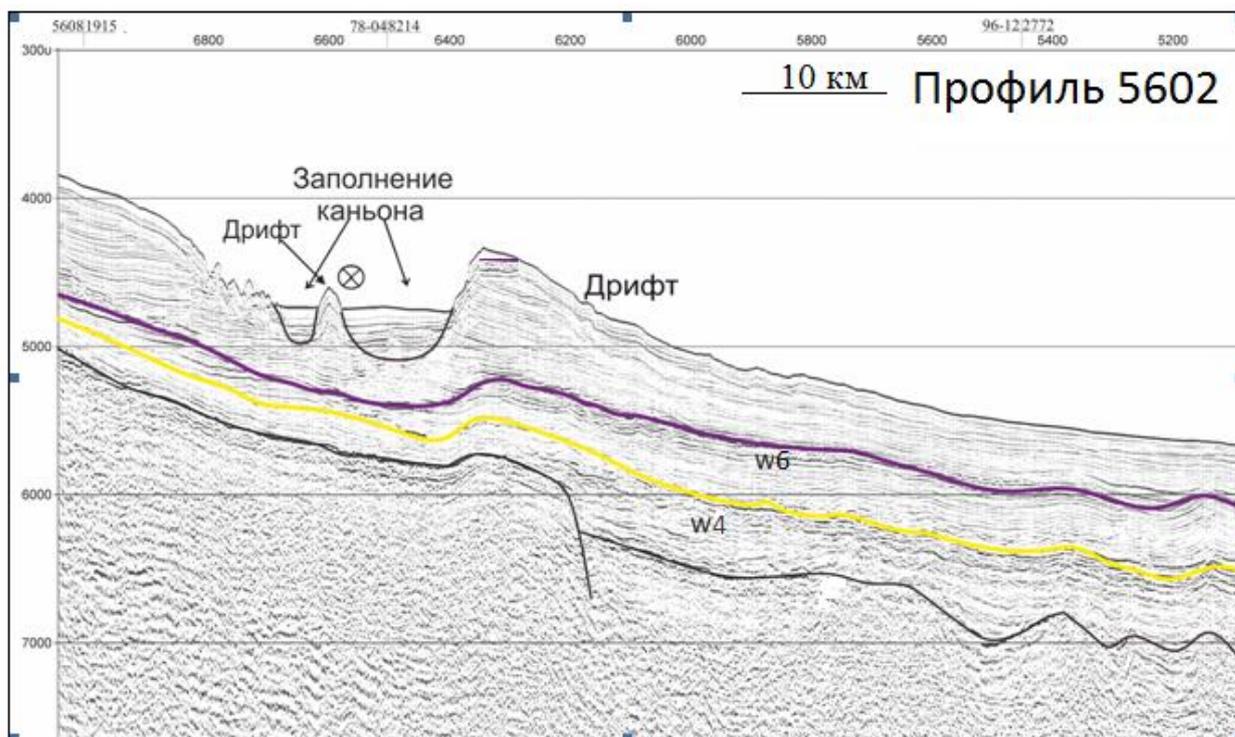


Рис.22. Сейсмический разрез по профилю 5602, иллюстрирующий сейсмостратиграфию осадочного чехла и строение синледниковых комплексов. Положение профиля указано на рисунке 3.

В верхнем синледниковом комплексе «W6-дно» проявляется наиболее активное развитие системы подводных каньонов, боковых наносов и некоторых других фаций. Мощность комплекса достигает максимальных значений (до 700 м) в местах накопления боковых наносов, в абиссальной котловине сокращается до 200–400 м. В составе комплекса предполагаются гемипелагические осадки и турбидиты, отлагавшиеся под влиянием донных течений. Общая мощность синледниковой толщи варьирует от 500 м до 1000 м на террасе континентального склона и в его подножии достигает максимальных значений (1200–1300 м) в восточной части района работ.

7.2. Море Лазарева

На профилях, полученных в море Лазарева, мной выделено два региональных горизонта LS4, соответствующий горизонту W4 в море Уэдделла, и LS5 (рис. 23).

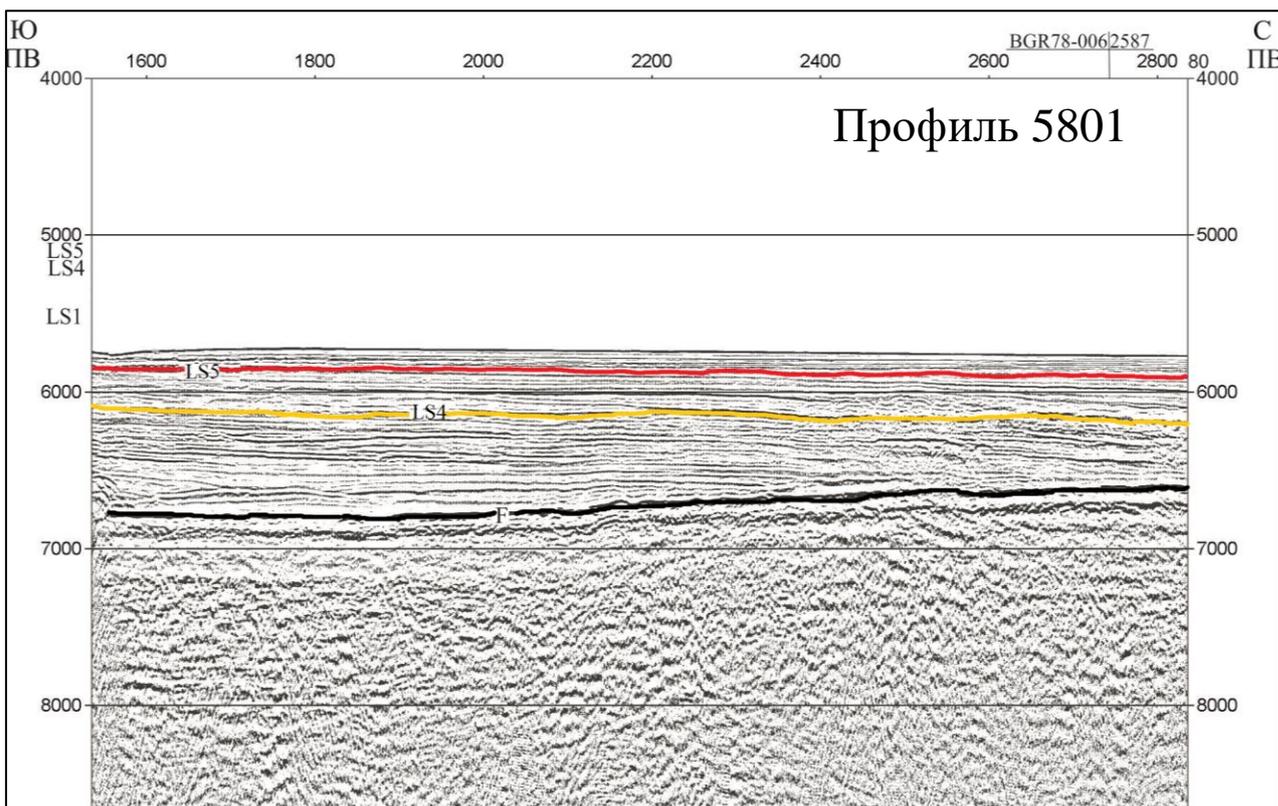


Рис.23. Сейсмический разрез по профилю 5604, иллюстрирующий сеймостратиграфию осадочного чехла. Положение профиля указано на рисунке 3.

Горизонт LS4 распространён на большей части моря Лазарева. Изменение в строении чехла в данной области наблюдаются только в крайних западной и восточной частях района работ. Несмотря на это, горизонт LS4 достаточно хорошо выделяется в сейсмической записи и надёжно коррелируется на сейсмических профилях в пределах района исследований (Лейченков, Гусева, 2012).

Мощность комплекса «LS1-LS4» колеблется от 200 до 400 м, достигая в глубоководной части акватории в среднем 800 м, и увеличиваясь до 1600–1800 м в наиболее глубоких впадинах на поверхности океанического фундамента. Скорость распространения сейсмических волн в пострифтовом доледниковом комплексе в глубоководной части составляет 2,4–2,6 км/с, а на континентальном склоне увеличиваются до 3,0 км/с (Лейченков, Гусева, 2012).

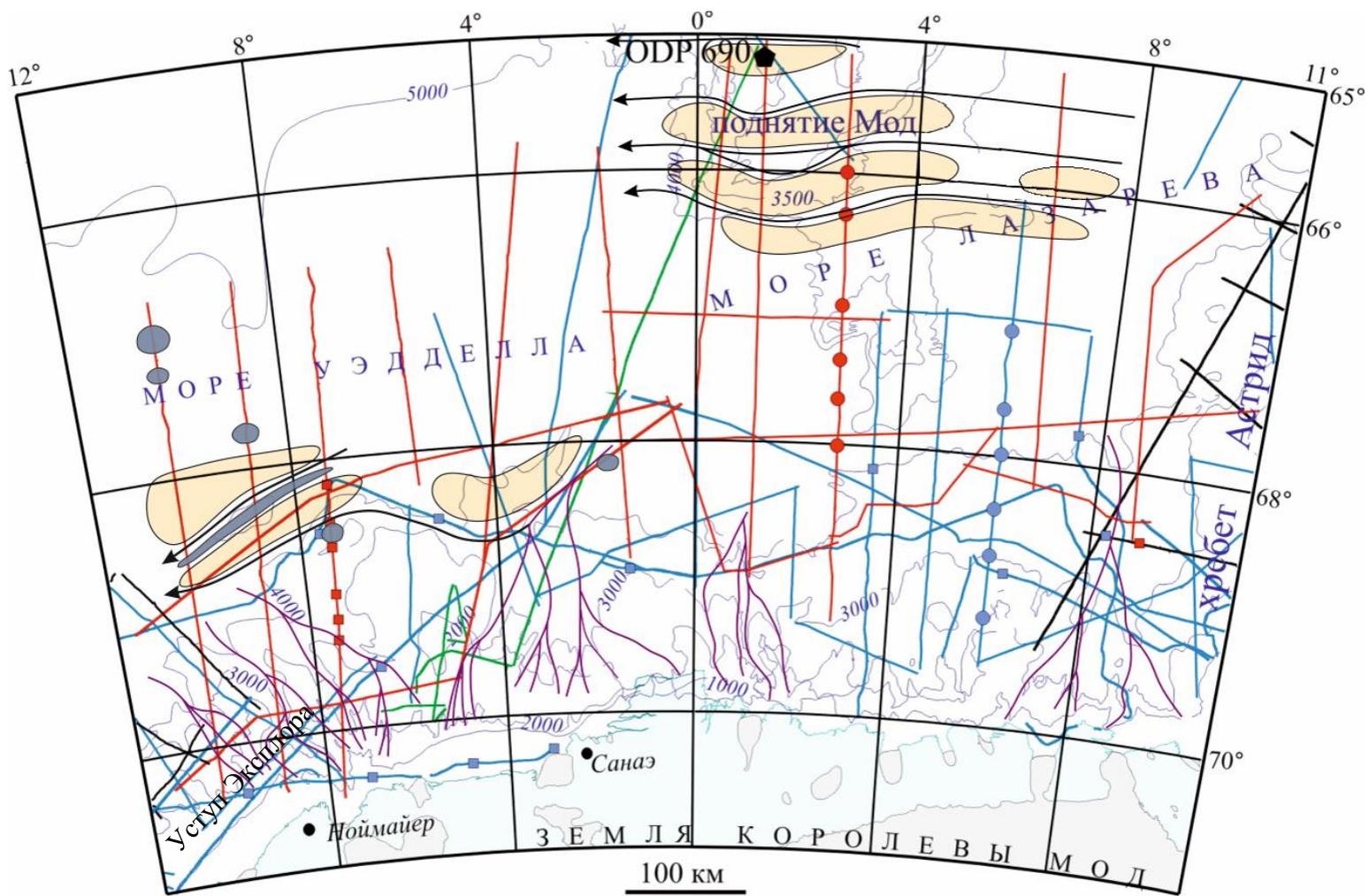
Нижнемеловая часть доледникового комплекса, по данным бурения на континентальном склоне моря Уэдделла, представлена аргиллитами и диатомитами с прослоями песков апт-альбского возраста (Barker et al., 1988). Скважиной 690, пробуренной на поднятии Мод, вскрыта верхняя часть комплекса. Она представлена известняками и песчаниками позднемелового (маастрихт) – раннепалеоценового времени формирования и пелагическими известковистыми илами позднего палеоцена – раннего

эоцена (Barker et al., 1988).

В северо-восточной части района работ на поднятии Мод и его южном подножии наблюдается несколько линзовидных, вытянутых в западном направлении, полупрозрачных в сейсмической записи контуритовых наносов, сформировавшихся в доледниковое время (рис.24). Наиболее южный из них имеет протяженность до 300 км, и мощность до 500 км. Два наноса, лежащих севернее, протягиваются на расстояние более 350 м, и имеют мощность до 500-600 км. Самый северный контуритовый нанос данной серии был обнаружен профилями 5803, 5802, 5801, LAZ96-100 (Рис.23, 24). Он имеет мощность до 700 м и протягивается в западном направлении примерно на 650-700 км. Ширина доледниковых дрифтов колеблется от 30 до 70 км.

Скважиной 690, расположенной на поднятии Мод, пробурен край наиболее южного контуритового наноса. Были вскрыты нанофоссилиевые илы палеоценового-раннеэоценового возраста и граница LS4, представленная перерывом в кровле наноса продолжительностью более 10 млн. лет (Barker et al., 1988). Образование контуритов связано с действием донных течений западного направления, сформировавшихся в раннем кайнозое в Восточной Антарктике (Huber et al., 2004; Лейченко и Гусева, 2012). Формирование контуриты поднятия Мод в ледниковое время завершилось, что свидетельствует об изменении режима водной циркуляции на границе эоцена и олигоцена (Лейченко, Гусева, 2012).

В составе синледниковой осадочной толщи выше границы LS4 выделен горизонт LS5, который представляет собой протяженный, хорошо выраженный в сейсмической записи рефлектор, маркирующий изменения в структуре сейсмической записи (рис.26). Горизонт LS5 наиболее надежно выделяется в западной и восточной частях моря Лазарева, где развиты погребенные подводные каналы. Возраст данной границы оценивается около 23–24 млн. лет. В этот период установлено краткосрочное оледенение в Антарктиде и связанное с ним существенное разрастание ледникового щита.



 -подводные каналы, сформированные тубидитными потоками

 - локальные поднятия фундамента

 -направление донных течений

 -контуритовые наносы

Рис.24. Схема строения осадочного чехла района работ.

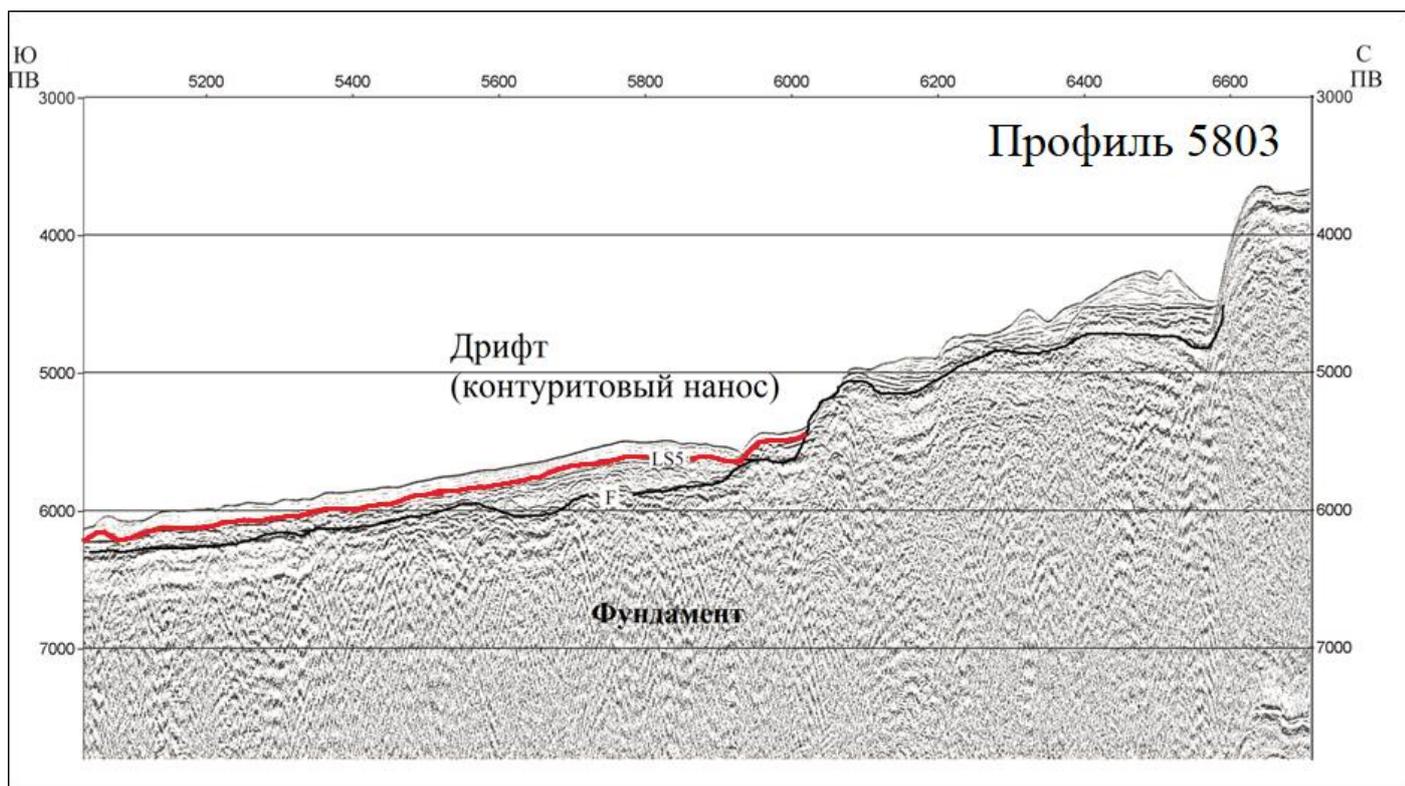


Рис.25. Сейсмический разрез по профилю 5803, иллюстрирующий сейсмостратиграфию осадочного чехла и строение синледниковых комплексов. Положение профиля указано на рисунке 3.

Нижний синледниковый комплекс «LS5-LS4» имеет олигоценый возраст, а верхний комплекс «дно-LS5» – миоцен-плейстоценовый. Средние значения мощности комплекса «LS5-LS4» в глубоководной области составляет 100–300 м, увеличиваясь до 500 м в западном направлении; мощность комплекса «дно-LS5» не более 200 м. Скорость упругих волн в синледниковой толще составляет 1,8–2,3 км/с, а её общая мощность в среднем составляет 400–500 м, достигая 1000 м в местах локализации крупных прирусловых валов. Максимальные мощности осадочного чехла (свыше 2,0 км) приурочены к верхней части континентального склона. На остальной части акватории значения мощности в среднем составляют 0,5–1,0 км (Лейченков, Гусева, 2012).

Изменения структуры сейсмической записи выше границы LS4 в восточной и западной частях моря Лазарева в основном связаны с развитием подводных каньонов и сопряженных с ними боковых наносов (или прирусловых валов). Они простираются в субмеридиональном направлении, распространяясь от верхней части континентального склона в сторону подножия на расстояние 150–170 км, выполаживаясь в нижней части склона. По данным бурения, полученным в море Содружества и на континентальной окраине Земли Уилкса, боковые наносы сложены слаболитифицированными глинами и

аргиллитами с редкими прослоями песчаных пород.

В северо-восточной части моря Лазарева профилями 5801 и LAZ96-100 обнаружено два контуритовых наноса (Рис.26). Один из них, расположенный южнее, частично перекрывает описанный ранее доледниковый контуритовый нанос. Он достигает мощности 1000 м и протягивается на расстояние до 200-300 км (Лейченко, Гусева, 2012).

Наиболее вероятно, выделенные в районе работ дрифты идентифицируются как вытянутые холмообразные (*elongate mounded drifts*), а именно отделенные дрифты (*separated drifts*). Они протягиваются на большие расстояния до тысяч километров, имеют ассиметричную форму и мощность от нескольких сотен метров до километра.

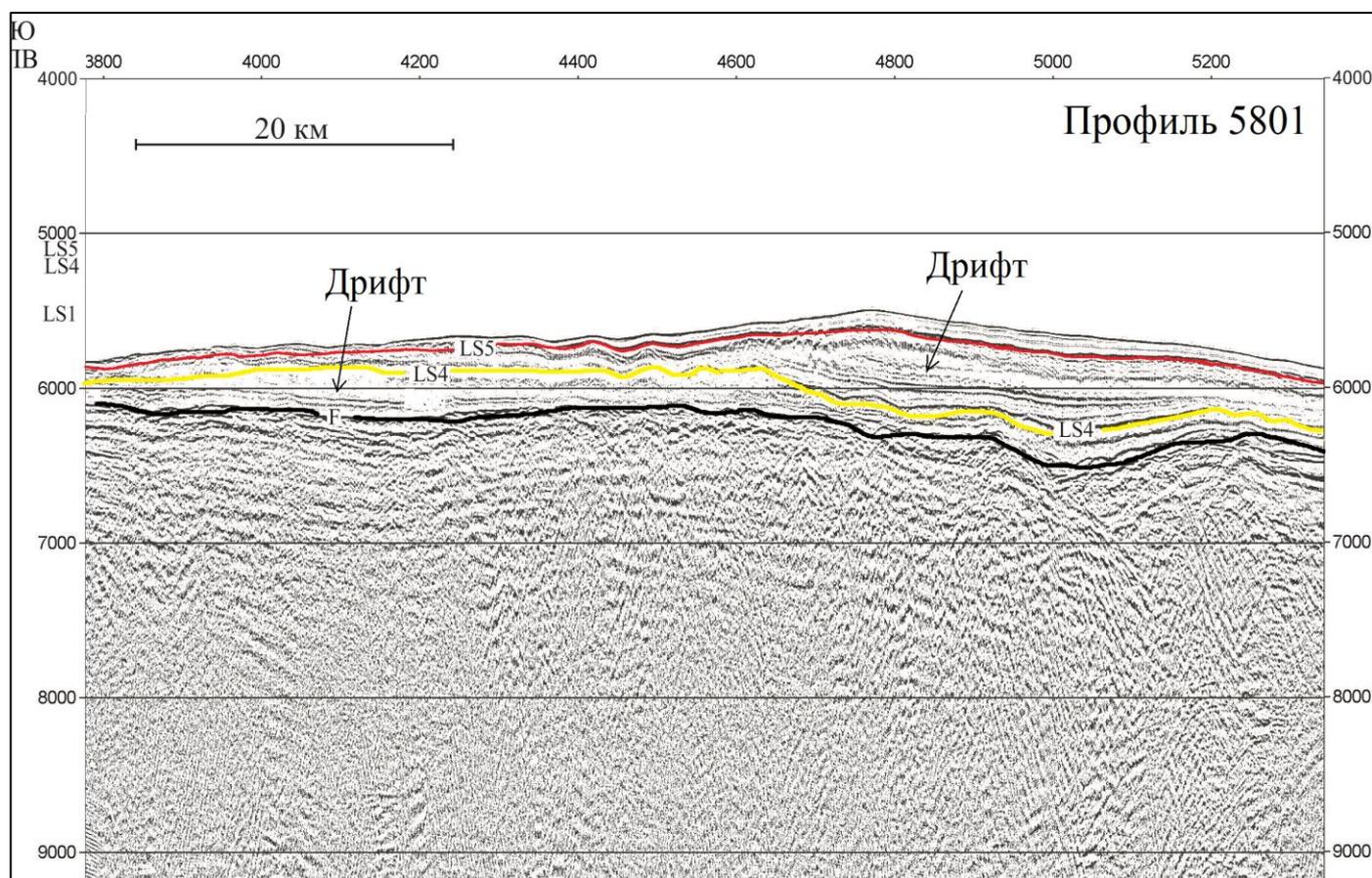


Рис.26. Сейсмический разрез по профилю 5801, иллюстрирующий сеймостратиграфию осадочного чехла и строение синледниковых комплексов.

Положение профиля указано на рисунке 3.

Заключение

В ходе данной работы проведен сейсмостратиграфический анализ глубоководных отложений восточной части моря Уэдделла и моря Лазарева, а также выполнена реконструкция условий их осадконакопления. Мной было выделено два региональных сейсмических горизонта в море Уэдделла, прослеживающихся практически на всей площади района работ – W4 и W5. Изменения в строении осадочного чехла выше горизонта W4 связано с крупномасштабным оледенением Антарктиды около 34 млн. лет назад и началом активных процессов гравитационного переноса материала.

Региональному горизонту W5 отвечает непродолжительный перерыв в осадконакоплении между 14–12 млн. лет, когда в Антарктиде началось глобальное похолодание, стабилизация ледового щита и, начиная с позднего миоцена (около 14 млн. лет назад), снижение темпа осадконакопления в подножии континентального склона.

На профилях, полученных в море Лазарева, мной выделено два региональных горизонта LS4 и LS5. Нижний горизонт LS4 соответствует горизонту W4, выделенному в море Уэдделла. Граница LS5 представляет собой протяженный, хорошо выраженный рефлекс, маркирующий изменения в структуре сейсмической записи. Региональному горизонту LS5 отвечает краткосрочное оледенение в Антарктиде около 23–24 млн. лет и связанное с ним существенное разрастание ледникового щита.

Граница «4» отмечает резкие изменения в структуре осадочного чехла. Она отделяет относительно однородную в сейсмической записи нижележащую толщу от гетерогенной перекрывающей синледниковой толщи. Горизонт четко определяется в разрезе подножия континентального склона благодаря появлению в вышележащих осадках характерных для синледникового осадконакопления сейсмических фаций.

В результате сейсмофациального анализа осадочного чехла были выделены характерные синледниковые сейсмические фаций: погребенные подводные каньоны и сопряженные с ними боковые наносы, образование которых связано с движением мутьевых (турбидитовых) потоков, вытянутые вдоль подножия континентального склона крупные ассиметричные холмообразные дрифты, образованные под влиянием донных (контурных) течений, узкие вдольсклоновые каналы, отделяющие контуритовые наносы от склонов поднятий и др.

В северо-восточной части района работ на поднятии Мод и его южном подножии была выявлена серия вытянутых в западном направлении контуритовых наносов, сформировавшихся в доледниковое время. Профилями 5801 и LAZ96-100 обнаружен контуритовый нанос синледникового времени формирования, который перекрывает один

из ранее упоминавшихся доледниковых контуритовых наносов.

Два контуритовых наноса синледникового времени формирования обнаружены в центральной части профилей 5604, 5605 и 5606 в море Уэдделла. Еще один синледниковый контуритовый нанос был вскрыт профилем 5602 (ПВ 5600-6400).

Сеймостратиграфический анализ позволил сделать важные выводы об обстановках осадконакопления в геологическом прошлом и изменении палеоклимата в Восточной Антарктике. Были выявлены основные этапы смены климатических условий, влияющие на характер седиментации и состав осадков. Реконструкция палеоклимата в Восточной Антарктиде является необходимым и важным условием для изучения динамики антарктического ледового покрова и глобальных климатических изменений в геологическом прошлом.

Список литературы

1. Гандюхин В.В., Гусева Ю.Б., Лейченков Г.Л. "Геолого - геофизическое изучение и оценка минерально - сырьевого потенциала недр Антарктиды и её окраинных морей (восточная часть моря Уэдделла, горные районы Земли Мак- Робертсона и Земли Принцессы Елизаветы) в составе 56 РАЭ". Л.: Отчет Полярной Морской Геологоразведочной Экспедиции, 2011.
2. Гандюхин В.В., Гусева Ю.Б., Лейченков Г.Л. "Геолого - геофизическое изучение и оценка минерально - сырьевого потенциала недр Антарктиды и её окраинных морей (море Лазарева, горные районы Земли Принцессы Елизаветы) в составе 58 РАЭ". Л.: Отчет Полярной Морской Геологоразведочной Экспедиции, 2012.
3. Лейченков Г. Л., Гусева Ю. Б., Гандюхин В. В., Иванов С. В. Строение земной коры и история геологического развития осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики. М.: Разведка и охрана недр, 2015.
4. Лукашин В.Н. Седиментация на континентальных склонах под влиянием контурных течений. М.: РАН, 2005.
5. Barker P., Kennett J. Proc. Ocean Drill. Prog. Init. Repts. 113. Ocean Drilling Program. College Station, Texas, 1988.
6. Cooper A.K., O'Brien P.E. Leg 188 synthesis: transitions in the glacial history of the Prydz Bay region, East Antarctica, from ODP drilling. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 2004.
7. Faugeres J.-C., Mulder T. Contour Currents and Contourite Drifts. France: Universite' de Bordeaux, 2011, pp 13-28.
8. Grikurov G.E., Leychenkov G. Tectonic Map of Antarctica. Commission for Geological Map of the World. Paris, 2012.
9. Hinz K. A Hypothesis on terrestrial catastrophes, wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive margins - Their origin and paleoenvironmental significance. Journal of Geophysical Research, E22, 1981, pp 10-19.
10. Hinz K. & Krause W. The continental margin of Queen Maud Land/Antarctica: Seismic sequences, structural elements and geological development. Journal of Geophysical Research, E23, 1982, pp 20-39.
11. Hinz K. & Kristoffersen Y. 1987. Antarctica, Recent advances in the understanding of the continental shelf. Journal of Geophysical Research, E37, 1988, pp 3-54.

12. Huang X., Gohl K., Jokat W. Variability in Cenozoic sedimentation and paleo-water depths of the Weddell Sea basin related to pre-glacial and glacial conditions of Antarctica. *Global and Planetary Change*, 2014, pp 25-41.
13. Rogenhagen J., Jokat W., Hinz K., Kristoffersen Y. Improved seismic stratigraphy of the Mesozoic Weddell Sea. *Marine geophysical researches*, 25, 2005, pp 21-25.
14. Klinck, J. M., W. D. Nowland Jr. Antarctic Circumpolar Current. *Encyclopedia of Ocean Science*. New York: Academic Press, 1st Edition, 2001, pp 151–159.
15. Oszko L. Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data, Zugl.: University of Bremen, 1997.
16. Lawver L.A., Gahagan L.M. & Coffin M. F. The development of paleoseaways around Antarctica. USA, American Geophysical Union, 1992, pp 7-30.
17. Stow D.A.V., Pudsey C.J., Howe J.A. Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series. *Seismic and sedimentary characteristics*. London: Geological Society, 2002, 464 pp.
18. Weber M., Kuhn G. IODP Proposal Cover Sheet. Cologne: Institute of Geology and Mineralogy, 2015.
19. White R., McKenzie D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 1989, Vol. 94, pp. 7685–7729.