

УДК 551.465

КИНЕМАТИКА ДНА ОКОЛО ШПИЦБЕРГЕНСКОЙ ОБЛАСТИ ЕВРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА

© 2016 г. Ал. А. Шрейдер¹, А. А. Шрейдер², А. Э. Сажнева², В. А. Сычев², О. А. Зуев³

¹ *Общество с ограниченной ответственностью “Научно-исследовательский институт экономики и организации управления в газовой промышленности”, Москва*

² *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва*

³ *Московский физико-технический институт, Москва*

e-mail: aschr@ocean.ru

Поступила в редакцию 18.11.2014 г.

После доработки 19.02.2015 г.

До начала растяжения литосферы в области Евразийского бассейна плато Ермак было частью евразийской арктической окраины. Растяжение Баренцевоморского шельфа со временем перешло в рифтинг. В процессе рифтинга континентальной коры и откола этого континентального фрагмента от материка во время хронов С25г–С26п (57.656–59.237 млн. лет назад) произошло внедрение многочисленных даек основного состава, что могло обусловить высокоамплитудные магнитные аномалии на плато Ермак. Проведено восстановление осей зон откола периферических континентальных фрагментов Шпицбергена. Определены эйлеровы полюса и углы поворота, описывающие кинематику откола. Выявлена разность глубин стыкуемых изобат во многие десятки метров, что отражает разномасштабность сползания по плоскости сквозькорового разлома (и, тем самым, разномасштабность заглупления в процессе откола) периферических районов континентальной коры.

DOI: 10.7868/S0030157416040109

ВВЕДЕНИЕ

К числу важнейших направлений изучения Арктики относится выяснение вопросов палеогеодинамики Северного Ледовитого океана. Вопросы происхождения и тектонического развития Арктического океана до настоящего времени дискутируются в литературе [3, 4, 6, 8, 9, 23, 32, 35, 22 и др.].

Особая роль принадлежит исследованиям Евразийского бассейна, где находится единственный в Арктическом океане современный активный срединно-океанический (Срединно-Арктический) хребет. В состав Евразийского бассейна входят котловины Амундсена (между хребтом Ломоносова и осью Срединно-Арктического хребта), Линкольна (между поднятием Морис-Джесуп и хребтом Ломоносова), Нансена (между осью спрединга Срединно-Арктического океанического хребта и Евразийским шельфом) и София (между поднятием Ермак и Шпицбергом). Геолого-геофизическое изучение околошпицбергенской области Евразийского бассейна, включающей поднятие Ермак, котловину София и смежные районы, играет важную роль при восстановлении этапов формирования Евразийского бассейна.

Исследования международного научного сообщества в последние полвека позволили получить информацию об особенностях рельефа дна, осадочном чехле, структуре коры и аномальных потенциальных полях котловины пришпицбергенской области Евразийского бассейна. Вместе с тем необходимо отметить, что ледовое покрытие акватории Арктического океана, в том числе и пришпицбергенской его области, затрудняет сбор сведений о геологическом строении ее дна. Нет полной уверенности в том, что поднятые на борт исследовательских судов геологические образцы не являются продуктами ледового разноса. Ледовые условия крайне ограничивают возможности получения данных и в процессе глубоководного бурения. В этих условиях комплексный анализ имеющихся геолого-геофизических данных позволяет ответить на ряд важных вопросов об этапах геологического развития околошпицбергенской области Евразийского бассейна, чему и посвящена настоящая работа.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Полярный архипелаг островов Шпицберген расположен на евразийском шельфе в Северном Ледовитом океане, между 76°26' и 80°50' с.ш. и 10° и 32° в.д. Он характеризуется гористым релье-

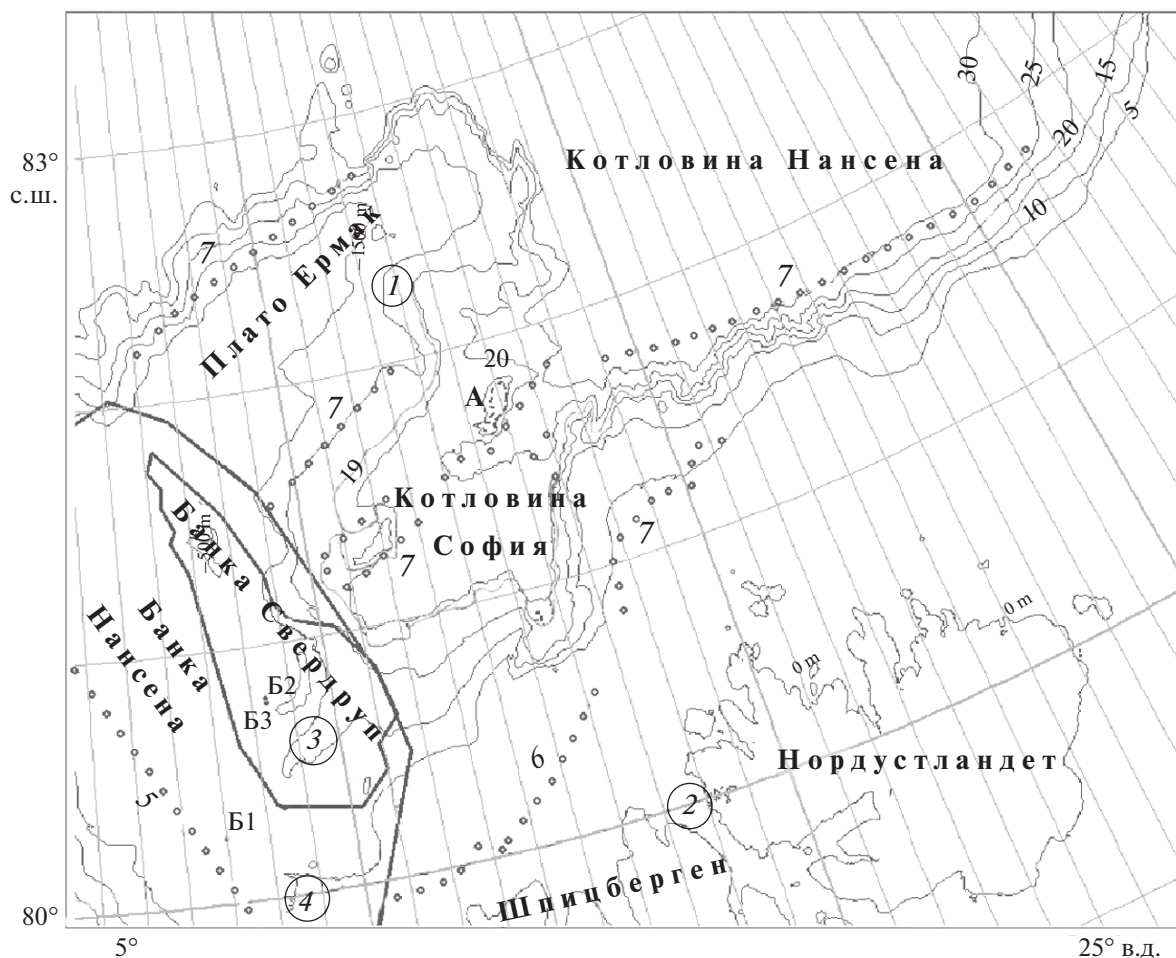


Рис. 1. Батиметрия дна околошпицбергенской части Евразийского бассейна по данным [39]. Изобаты в сотнях метров. Показано положение поднятия А, скважин глубоководного бурения Б1–Б3 [28] и трогов (в круглых скобках 1 – Литке по [14], 2 – Хинлопен по [15], 3 – София по [14], 4 – впадина – трог Денская по [14]). Точечными линиями показаны разломы: 5 – Хорнсанд по [15], 6 – Моффен по [15], 7 – безымянные тектонические нарушения – разломы по [15]. Контуры банок Свердруп и Нансена обозначены сплошными линиями (по [14, 15]).

фом, а берега островов изрезаны многочисленными фиордами. Самая высокая точка островов имеет отметку 1712 м и расположена на Западном Шпицбергене. Пришпицбергенская область Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана четких географически обоснованных границ не имеет. В настоящей работе она рассматривается в пределах сектора 80°–83° с.ш. 5°–25° в.д. (рис. 1).

Глубины дна (данные [39]) в околошпицбергенской области котловины Нансена превышают 3.5 км, в то время как на востоке котловины София они не превосходят 2.5 км и постепенно уменьшаются в западном направлении до километра и менее. Средняя ширина центральной части котловины София близка к 150 км.

На крайнем западе котловины на стыке мелководной части подводной окраины Шпицбергена и плато Ермак расположен субширотный каньон

София [14 и др.], который как бы служит их тектоническим разграничением. Его глубины на востоке близки к 1500 м при ширине каньона около 30 км. Они уменьшаются до шельфовых в направлении на запад в сторону выделяемой в замковой части сочленения Шпицбергена и плато Ермак банки Нансена (по другим данным, например [15], здесь выделяется банка Свердруп, которая своими очертаниями частично перекрывает банку Нансена и включает в себя трог София). На востоке котловины расположена изолированная подводная гора с глубинами вершины менее километра, которую в целях удобства изложения материала мы будем именовать поднятие А.

Со стороны Шпицбергена на южном шельфе котловины София в работах [14, 30] выделяется впадина Денская (Danskoaya), которая, согласно цитируемым работам, представляет собою узкий трог шириной около 15 км. Далее на восток рас-

положено морское продолжение Вудфиорда (Woodfjorden) с глубиной вреза в дно до 250 м при ширине в 20 км.

Еще восточнее выделяется узкий протяженностью около 50 км при ширине в 15 км отрог, который отделяет часть котловины (с глубинами до 2 км) от ее основной акватории. На шельфовом продолжении отделенной части котловины выделяется фиорд, разделяющий острова Нордаустландет (Nordaustlandet) и Шпицберген – трог с глубиной вреза в дно до 200 м при ширине в 25 км, пересекаемый разломом Мофен (Moffen).

Поверхность поднятия (плато) Ермак, расположенного вдоль северного склона котловины София, неоднородна по своему характеру. Крайняя восточная его область шириной до 60 км лежит на глубинах 1.5 км. Она продолжается на 100 км на запад вдоль внутреннего края котловины София в виде уступа плато шириной до 40 км. Эта область отделена от центральной части поднятия крутым желобообразным трогом сложной сигмовидной конфигурации, скорее всего маркирующим субвертикальное тектоническое смещение амплитудой более 0.5 км и в южной своей части иногда именуемым трогом Литке [14]. Центральная часть плато Ермак лежит на глубинах около 0.7 км и характеризуется наличием ряда желобовых структур с относительным врезом в десятки метров при ширине в несколько километров. В западном направлении поверхность плато поднимается до отметок в 0.5 км и посредством упомянутой банки Нансена смыкается с подводной окраиной Шпицбергена. В рамках проекта глубоководного бурения в пришпицбергенской области плато Ермак буровым судном “Гломар Резольюшен” в 1993 г. было пробурено три куста скважин 910, 911 и 912 [27]. Все они пробурены в толще плиоцен–четвертичных осадков, которые по вертикали подразделяются по составу и физическим свойствам на подслои 1А–1С.

Куст скважин 910 (А–С) расположен во внутренней части плато Ермак в точке с координатами 80.27° с.ш. 6.58° в.д. с забоем на средней глубине 566 м (точка Б1 на рис. 1). Наибольшая достигнутая глубина во время проходки в осадочных породах составила 507.4 м ниже дна моря. В осадках выделяется один литологический комплекс, который содержит плотные гомогенные алевроитистые глины и глинистые алевроиты, более консолидированные в поверхностных слоях. Обломочные включения присутствуют до глубины 208.7 м, ниже они достаточно редки. Три подкомплекса определяются по содержанию обломочного материала и изменению в объеме кварца. В некоторых интервалах наблюдаются окатанные кремнистые микроорганизмы, редкие обломки раковин моллюсков и обломки древесины. Объемы углерода невелики (1.5–6%), органический

углерод содержится по всему разрезу (0.7–1.4%). Известковые наннофоссилии и планктонные фораминиферы четвертичного возраста наблюдаются спорадически в верхних 60–100 м и подстилаются мощным комплексом плиоценовых осадков до глубины 507.4 м. Ниже 360 м бентосные фораминиферы указывают на углубление шельфовой обстановки с увеличением глубины в скважине. По всему разрезу встречается материал и палиноморфы континентальной растительности.

Содержание метана по всему разрезу меняется в пределах 10000–100000 ppm. Сходные количества этана и пропана наблюдаются на глубине ниже 300 м. Резкое увеличение плотности (от 1.7 до 2.2 г/см³) и резкое уменьшение пористости (от 50 до 35%) между 0 и 20 м указывают на то, что верхние осадки переуплотнены, что могло быть вызвано давлением ледника, “сядущего” на шельфе.

Куст скважин 911 (А–С) расположен в южной мелководной части плато Ермак в точке с координатами 80.47° с.ш. 8.23° в.д. с забоем на средней глубине 902 м. Наибольшая достигнутая глубина во время проходки в осадочных породах составила 505 м ниже дна моря (точка Б2 на рис. 1). В осадках выделяется один литологический комплекс плиоцен–четвертичного возраста для всех трех скважинах, представленный нелитифицированными глинистыми алевроитами и алевроитистыми глинами с небольшими прослоями глинистых и алевроитистых илов. Биогенные включения редки. Обломочные включения более часты выше 340 м и даже попадают ниже, определяя границу между двумя подкомплексами. В литологии обломков преобладают алевролиты, песчаники и сланцы, в подчиненном количестве встречаются обломки угля, плутонических пород и известняков. В разрезе скважины с разной частотой встречаются плиоцен–четвертичные бентосные и планктонные фораминиферы и известковые наннофоссилии. Кремнистые микрофоссилии крайне редки – это в основном перекристаллизованные и переработанные образцы. По палеомагнитным исследованиям в скважине хорошо определяются хроны Брюнес, Матуама и Гаус, а также субхроны Харамильо и Олдувай.

Граница между четвертичным и плиоценовыми осадками находится на глубине 240 м. При этом скорости седиментации варьируют от 170 м/млн. лет в плиоцене и около 100 м/млн. лет в течение последнего миллиона лет. Верхние 50 м разреза свидетельствуют о некотором уплотнении, однако, с меньшей магнитудой, чем в скважине 910. Концентрация свободного метана выскока по всему разрезу.

Куст скважин 912 (А–С) расположен в юго-западной части плато Ермак в точке с координатами 80.47° с.ш. 8.23° в.д. 79.97° с.ш. 5.45° в.д. с забоем на средней глубине 1037 м. Наибольшая

достигнутая глубина во время проходки в осадочных породах составила 145 м в скважине 912-А, 40 м в скважине 912-В и 209.1 м в скважине 912-С ниже дна моря (точка БЗ на рис. 1). В осадках выделяется один литологический комплекс плиоцен—четвертичного возраста, представленный нелигитифицированными глинистыми алевролитами и алевроитистыми глинами с небольшими прослоями глинистых и алевроитистых илов со слабой цветовой полосчатостью и более высоким содержанием обломочных включений, чем в скважинах 910 и 911. Скорость осадконакопления варьирует от 80 до 100 м/млн. лет, но уменьшается до 30 м/млн. лет для последнего миллиона лет. Сходные по характеру осадки были получены и в рамках бурения судном “Гломар Резольюшен” куста скважин 986 (А–D) на атлантической периферии Шпицбергена [28].

В последние годы в рассматриваемом районе было проведено значительное количество исследований осадочной толщи методами непрерывного сейсмического профилирования [11, 13–15, 19–21, 24]. Общая длина сейсмических профилей превышает 5 тысяч километров. Согласно полученным результатам осадки могут быть разделены на несколько слоев (рис. 2), нумерация и аббревиатура которых зависит от рода и района работ. В тексте настоящей работы в тех случаях, когда названия районов или осадочных слоев не являются общепринятыми, мы в круглых скобках приводим их взятые из литературы англоязычные аналоги. Среди них YP – плато Ермак, DB – впадина Денская (Danskoaya), NoB – банка Норске (Norskebanken), NA – район острова Нордустландет (Nordaustlandet), KV – район острова Квитоя (Kvitoya, Kavitoaya), NB – котловина Нансена, T – котловина Нансена и окраина Хинлопена (Hinloppen) SB – котловина София, B1, B2, B3 – скважины Проекта глубоководного бурения, G – Баренцево море.

Наиболее поверхностный (YP3, SB-3, DB3, NoB2, NA3, KV3, NB3–NB4, T2, GIII-GI, IA) слой хорошо коррелируется между районами исследований [11, 14, 15 и др.] и характеризуется мощностью 0.1–0.2 с времени двойного пробега сейсмического сигнала (рис. 2). Он относительно выдержан по мощности при переходе от одного района к другому. Его подстилает слой (YP2, SB2, DB2, NA2, KV2, NB 2, T2), который характеризуется мощностью 0.2–0.3 с и также хорошо коррелируется между районами исследований [11, 14 и др.]. При этом подошва слоя NoB-2 на банке Норске расположена примерно в два раза глубже чем подошва остальных вышеуказанных сейсмостратиграфических подразделений. Наиболее глубокий из рассматриваемых слоев (YP1, SB1, DB1, NoB1, NA1, KV1, NB1, T1) имеет мощность до 0.4 с двойного времени пробега сейсмического сигнала и не обладают стабильностью по мощности.

Он в ряде районов заполняет неровности акустического фундамента (рис. 26.). В работе [11] в низах осадочного разреза выделяется слой YP0 мощностью до 0.1 с.

Вместе с тем необходимо отметить, что в идентификации осадков одних и тех же районов наблюдается несоответствие. Например, на северном склоне плато Ермак сейсмотолщи NB3–NB4 и NB-1B в работе [11] соответствует толщам отложений NB1 и NB3 в работе [21].

Интерпретация данных сейсмических исследований [11, 14, 15, 19, 20, 24] позволила уточнить основные представления о скоростном разрезе слагающих его пород. Проиллюстрируем это на примере слоев, хорошо документированных данными определения скоростей сейсмических волн с использованием широкоугольной сейсмики и акустических буев на плато Ермак и в окружающих районах. Согласно им, слой Yp3 сложен уплотненными приповерхностными осадками и характеризуется пластовыми скоростями продольных сейсмических волн 1.7–2.2 км/с. Он подстилается уплотненными в процессе диагенеза осадками слоя Yp2 со скоростями до 3 км/с. Материал слоя Yp1 имеет скорости, заключенные в интервале 3–5 км/с и представлен плотными метаморфическими осадками.

Данные глубоководного бурения в местах проведения сейсмопрофилографических работ и другие доступные в литературе геологические данные позволяют охарактеризовать состав осадков и их возраст [11, 14, 15, 19, 20, 24]. Осадки слоя Yp3 сложены илами плейстоценового возраста и их нижняя граница может быть датирована как не превышающая по возрасту 2.6 млн. лет. Осадки слоя Yp2 сложены глинистыми илами, а их нижняя граница не превышает по возрасту 6–7 млн. лет. Осадки слоя Yp1 представлены метаморфизованными глинами с возрастом 18–35 (а может быть и более) млн. лет. Комплексная интерпретация данных об осадочной толще свидетельствует, что процесс осадконакопления не был равномерным. Отложения Yp0 могут быть представлены как морскими так и континентальными эоловыми, озерными и речными осадками. Возраст их базальных слоев может быть весьма древним.

Имеющиеся материалы [11, 14, 15, 19, 20, 24] позволяют представить компиляционную карту общей мощности осадочного слоя (рис. 2а). Согласно ей, толщина осадков на юго-западе котловины Нансена у входа в котловину София превышает 1 км и местами достигает 4 км. На востоке котловины Софии в области субширотного поднятия, ограничивающего трог Литке с юга, мощность осадков уменьшается с 3 до 1 км. В тоже время к югу от этого поднятия выявляется депозит изометрической формы с мощностями осадочного слоя до 8 (и более) км. А юго-западнее его

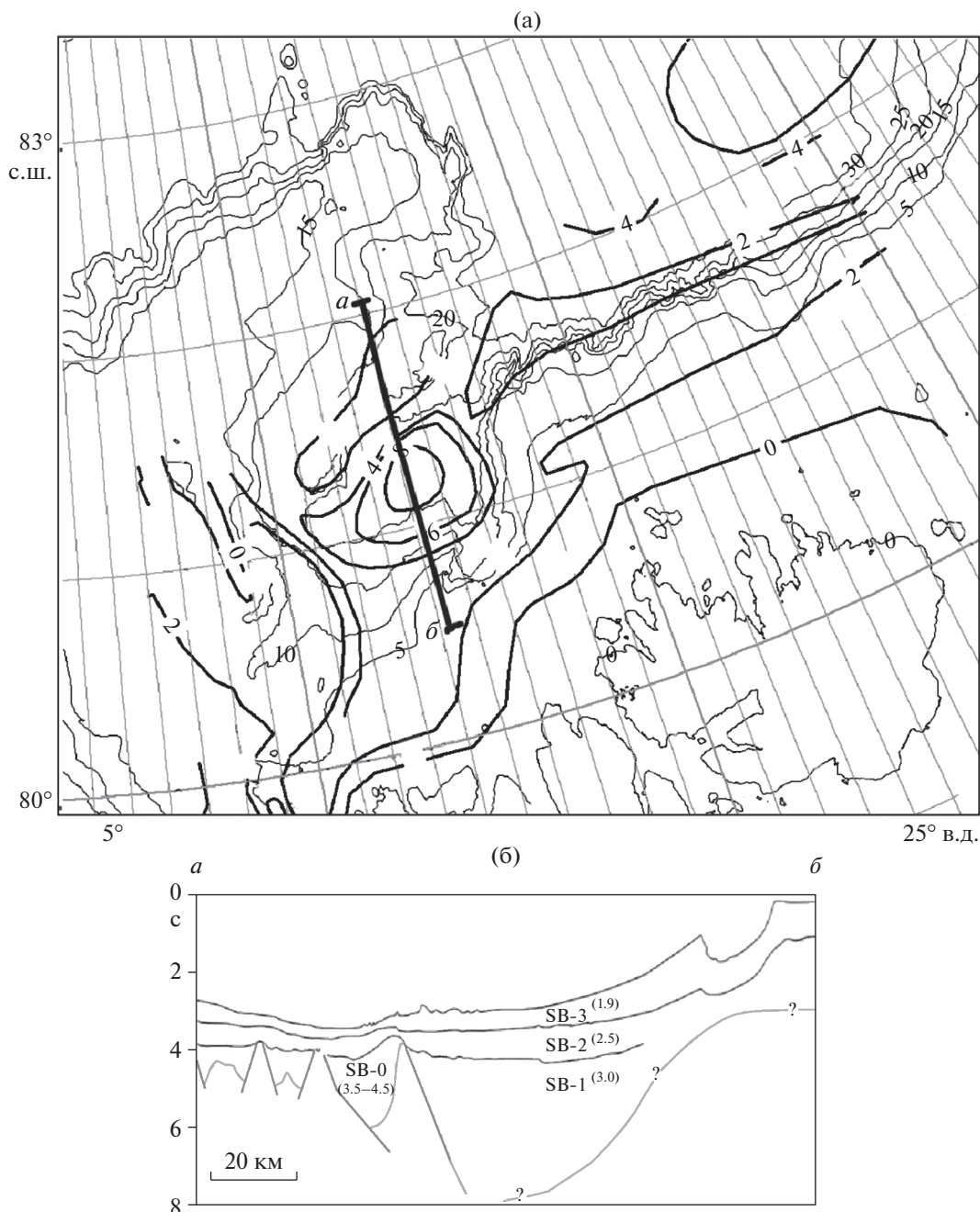


Рис. 2. Компильционная схема мощности осадков (а) и разрез по данным [14, 24] осадочной толщи вдоль линии а–б (б), при этом в слоях осадков SB – 0, SB – 1, SB – 2, SB – 3 в круглых скобках приведены скорости сейсмических волн (км/с). Изобаты в сотнях метров, изопахиты осадочного слоя в км.

отмечаются еще два локальных депоцентра с мощностями осадочного покрова до 4 км. Далее на запад в котловине простираения изопахит приобретают все более субмеридиональное направление, а сами мощности осадков не превышают 1–3 км.

Подшва осадочного слоя пришпицбергенской области Евразийского бассейна характеризуется нерегулярным рельефом с относительной амплитудой отдельных форм во многие сотни

метров. Сейсмические исследования методом отраженных волн и широкоугольное сейсмическое профилирование свидетельствуют, что подстилающий осадки акустический фундамент характеризуется наличием многочисленных разломов, по которым происходило сползание, прежде всего вдоль шпицбергенского континентального склона, в котловину одних его блоков по другим (например, [11, 14, 30, 31, 37 и др.]). Характер на-

пластования осадочных слоев в области шельфовых районов Шпицбергена [19 и др.] скорее всего говорит о том, что интенсивные подвижки фундамента имели место в позднем палеоцене—раннем эоцене, в то время как осадки олигоцена и миоцена характеризуются согласным перекрытием одних пластов другими, указывающим, что серьезные тектонические движения уже закончились. Фундамент характеризуется сложной внутренней структурой с наличием отражающих горизонтов, в основном, в интервале глубин 4–8 с времени двойного пробега сейсмического сигнала.

Наличие данных глубоководного бурения в местах проведения сейсмических зондирований, данные широкоугольного профилирования с использованием сейсмоакустических буев и доступные в литературе геологические данные [11, 14, 15, 19, 20, 24] позволяют охарактеризовать состав слоев коры и их геометрию для районов котловины Нансена, примыкающих к котловине София. Скорости продольных сейсмических волн в поверхностных частях фундамента близки 5.2 км/с. В областях развития континентальной коры отражающие горизонты, относящиеся к гранитному слою, имеют сейсмические скорости, близкие к 6.2 км/с. В областях развития коры океанического типа скорости на сравнимых глубинах в коре близки к 7 км/с и соответствуют базальтовому слою. Полный разрез коры удалось получить в 5 точках сейсмического зондирования [11, 24]. В них породы мантии имеют скорости продольных сейсмических волн 8.2 км/с. В районах распространения океанической коры подошва коры располагается на глубинах близких к 10 км, а в районах распространения континентальной коры подошва лежит глубже 30 км.

Согласно исследованиям [29, 33 и др.] в околошпицбергенской области Евразийского бассейна значения теплового потока могут составлять многие сотни мВт/м², в то время как к западу от него они не превосходят 40–90 мВт/м², а в области атлантического склона плато Ермак увеличивается до 100–130 мВт/м². Распределение значений на площади свидетельствует об общем ЮВ–СЗ простирании минимума теплового потока, центрирующегося на район 80°–83° с.ш. 5°–15° в.д. и совпадающего с центральной и восточной частью плато Ермак и котловиной София.

Аномальное гравитационное поле в редукции Фая (рис. 3а) характеризуется [24] наличием положительных аномалий с абсолютной величиной до 50–150 мГл, связанных с возвышенностями на дне акватории и островами. При этом отрицательные аномалии с абсолютной величиной до –80 мГл связаны с известными в литературе донными котловинами. В этой связи обращает на себя внимание полоса отрицательных аномалий, идущая дугообразно от подножья континенталь-

ного склона острова Нордустландет на северо-запад, включая желоб Литке. При этом самая восточная (опущенная до глубин в полтора километра) часть плато Ермак отделяется от более западной (с глубинами до 0.5 км) областью пониженных, близких к нулевому, значений гравитационного поля.

Аномальное гравитационное поле в редукции Буге (рис. 3б) характеризуется [24] наличием положительных аномалий с абсолютной величиной до 200 мГл. Отрицательные аномалии с абсолютной величиной до –30 мГл связаны с островами и континентальными шельфами. При этом плато Ермак характеризуется в целом слабоаномальным полем с близкими к нулю значениями силы тяжести.

Детальный анализ физических свойств пород с использованием исследований [18, 26, 33, 36 и др.] позволяет найти корреляционную связь между скоростями продольных сейсмических волн (км/с) и плотностью (г/см³) для одних и тех же пород. Для района исследований использование такого соотношения позволяет выяснить [33 и др.], что осадочные породы со скоростями продольных сейсмических волн 1.8–2.0 км/с имеют плотность 1.8–2.0 г/см³. При этом породы со скоростями 2.3–3.0 км/с будут характеризоваться плотностями 2.1–2.2 г/см³. Породы со скоростями 3.3–3.8 км/с будут характеризоваться плотностями 2.4 г/см³. В цитированных исследованиях верхняя часть консолидированной континентальной коры рассматривается как имеющая плотность 2.6 г/см³, а нижние горизонты континентальной коры характеризуются плотностью 2.7 г/см³. Верхняя часть консолидированной океанической коры рассматривается как имеющая плотность 2.6–2.7 г/см³, а нижние горизонты океанической коры имеют плотность 2.9 г/см³. Плотности материала верхней мантии в расчетах принимаются как 3.1–3.3 г/см³.

Учет указанной плотностной характеристики литосферы при комплексной интерпретации гравитационного поля в редукции Буге позволил составить ряд разрезов [14, 19, 24], представляющих кору того или иного типа в районе исследований. Согласно им околошпицбергенская часть глубоководной котловины Нансена, смежная с котловиной София, сложена океанической корой толщиной около 10 км с мощным (до 2–3 км) осадочным слоем. Глубины мантии изменяются от 12 до 14 км и возрастают в сторону шельфа, характеризующегося корой континентального типа, до 32–34 км. В центральной части плато Ермак глубина поверхности Мохоровичича составляет около 25 км [14]. В этой же работе приводится схема распространения коры переходного типа от континентальной к океанической. Она охватывает, главным образом, внешний шельф, склон и его подножье восточной области Шпицбергенского

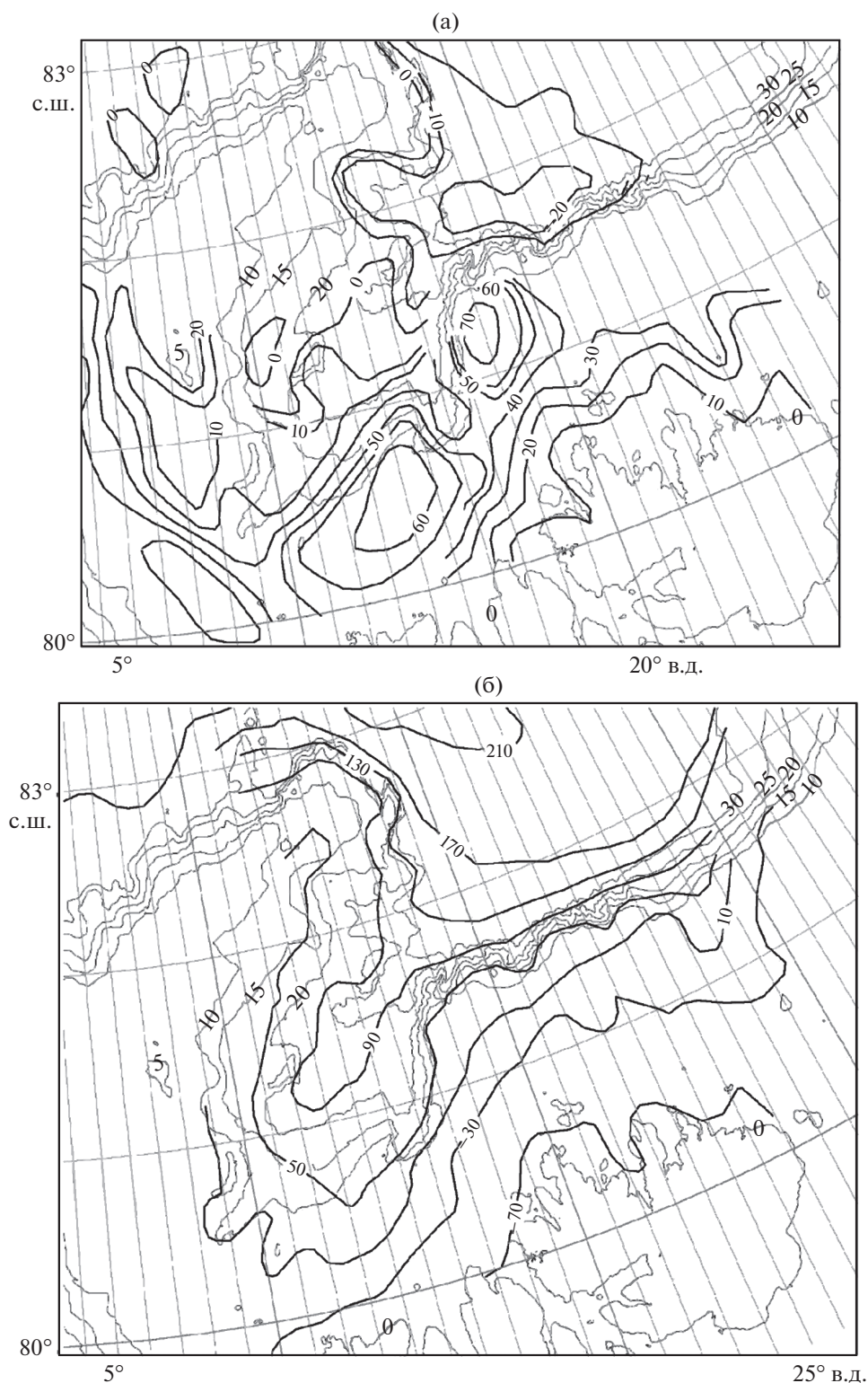


Рис. 3. Гравитационные аномалии Фая (а) и Буге (б) по [24] с упрощением. Изобаты в сотнях метров, изоаномалы в мГл.

архипелага. Сходные результаты представлены и в работе [6].

Согласно аэромагнитным наблюдениям [4, 7–9, 32, 34, 35 и др.] магнитные аномалии в области

Евразийского бассейна южнее оси Срединно-Арктического хребта изменяются по величине от 30 до 500 нТл при средней длине волны 10–40 км. Сравнение наблюдаемых и теоретических маг-

нитных аномалий в модели разрастания дна позволило идентифицировать в пришпицбергенской области котловины Нансена палеомагнитные аномалии старше С13. Наиболее древняя аномалия имеет номер С24 [1, 24, 36 и др.], С24В [10, 11 и др.], С25 [4 и др.]. Древнейший хрон при этом должен быть одновозрастным с хроном С25о в пригренландской области Евразийского бассейна [7]. Поэтому в настоящей работе безымянный хрон в пришпицбергенской области Евразийского бассейна обозначен нами как С25о. При этом спрединг шел со скоростями около 1 см/год. В ряде работ линейные магнитные аномалии из котловины Нансена (например, безымянная палеоаномалия из работы [36], С13 из работы [34], С20 из работы [12], С20 из работы [17], С18 и С20 из работы [1]) переходят на восточную периферию и даже на центральную область поднятия Ермак.

Магнитное поле котловины София интенсивно исследовалось последние десятилетия. В ряде работ какие-либо линейные магнитные аномалии в котловине отсутствуют [4, 11, 36 и др.]. При этом, есть работы, в которых (например, [12 и др.]) приводится положение отмершего рифта, проходящего вдоль осевой части котловины и переходящего через трог Софии на банку Свердруп. Существуют работы, в которых для котловины София приведены линейные магнитные аномалии спрединговой природы, например [17 и др.]. Наиболее древняя палеоаномалия имеет номер С24 [17, 36], а наиболее молодая – С21 [17]. При этом в центральную часть котловины прослеживается из котловины Нансена палеоаномалия С22 [17]. На западе котловины Нансена по характеру изменения магнитного поля намечена [4, 7], обозначена [1] и подтверждена комплексной интерпретацией результатов широкоугольного сейсмического профилирования [24] граница или переходная зона между континентальной и океанической корой. Она в работах [11, 14, 25] продолжена в котловину София, иногда занимая либо периферическую ее часть [11, 14 и др.], либо охватывает котловину целиком (включая плато Ермак) [25].

Если формирование дна котловины связано с процессом спрединга, то в ней должна существовать его ось. В последнем случае возможным кандидатом на осевую аномалию, связанную с осью спрединга, может служить палеоаномалия С22. Тогда палеоаномалия С21 у южного подножья склона плато Ермак должна быть одновозрастной палеоаномалии С24 у северного континентального склона Шпицбергена и реидентифицирована как С24. В этой связи надо сказать, что в электронной базе авторов имеются данные аэромагнитной съемки 1998–1999 гг. Морской исследовательской лаборатории ВМФ США (Naval Research Laboratory – NRL) для западной половины Евразийского бассейна, которые были опубликованы в 2003 г. [7]. Компильционная схема маг-

нитной хронологии дна пришпицбергенской области Евразийского бассейна представлена на рис. 4а. Анализ этих данных вдоль конкретных профилей наблюдения не подтверждает наличие вытянутых на десятки километров магнитных аномалий в котловине София и не позволяет нам уверенно идентифицировать какие-либо линейные магнитные аномалии спрединговой природы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Согласно результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, плато Ермак [13–15] (или его западная часть) является континентальным фрагментом, отторгнутым от шпицбергенского района Евразийского континента в процессе формирования Евразийского бассейна. Это обстоятельство и невозможность выделения линейных магнитных аномалий в котловине София являются для нас основанием предложить схему формирования котловины София как результата откола плато Ермак от шпицбергенского континентального склона. Этому процессу скорее всего предшествовало значительное растяжение континентальной коры в области первоначального сочленения Шпицбергена и плато Ермак. Его результатом явилось оползание фрагментов континентальной коры по плоскости сквозькорового разлома. Оползающие фрагменты в осадках и верхах консолидированной коры в котловине София фиксируются и в работах [11, 14 и др.]. Их оползание, по нашему мнению, происходило, в соответствии со схемой Б. Вернике [38], по механизму, детально изложенному в работе [5]. Реконструирование начального положения таких фрагментов проводилось с помощью расчетов эйлеровых полюсов и углов поворота по оригинальным программам Лаборатории геофизики и тектоники дна Мирового океана ИО РАН, инкорпорированным в программную среду Global Mapper [5] и принципы расчета по которым изложены в работе [2]. Попарно объединяемые для палеогеодинамических расчетов участки изобат встречных склонов мы для краткости будем называть конжугейтными.

Согласно оценочным расчетам при положении эйлера полюса конечного вращения в точке с координатами 81.84° с.ш. 14.86° з.д. удастся севернее 80° на протяжении 50 км получить весьма хорошее совмещение изобаты 1.9 км в нижней части склона Шпицбергена (участок между точками 1–2 на рис. 5а и 5б) и изобаты 2.0 км плато Ермак (участок между точками 1'–2'). Угол поворота составил $12.9^\circ \pm 0.3^\circ$. При этом среднеквадратическое отклонение в расчетных точках совмещения составило ± 4 км (5 точек совмещения).

Между возвышенностью А и склоном Шпицбергена расположена впадина шириной около 20 км и глубинами до 3.3 км (область между конжугейт-

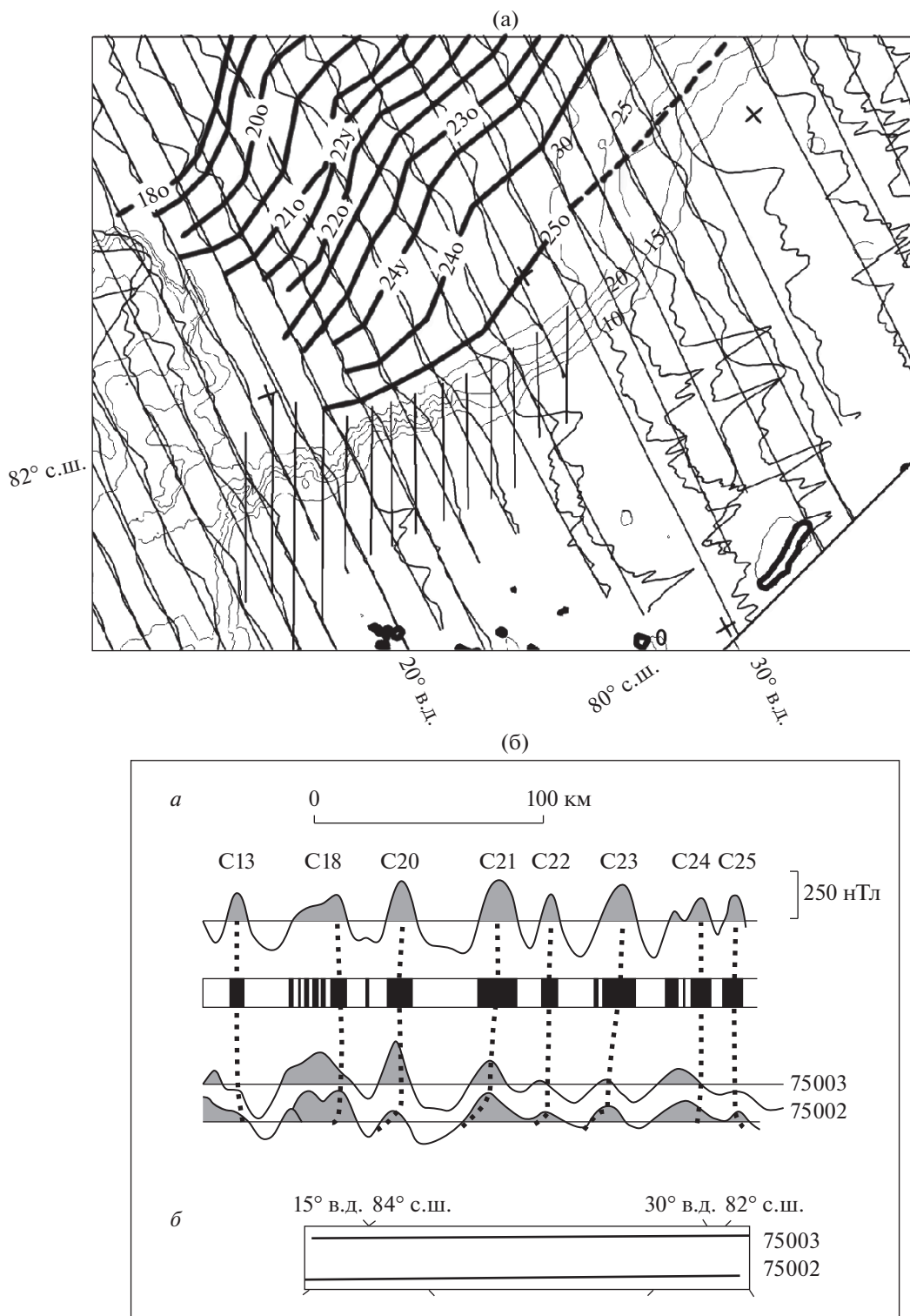


Рис. 4. (а) — Профили аномального магнитного поля, хроны (жирные линии) и зона перехода от океанической коры к континентальной (штриховка). Изобаты в сотнях метров. (б) — Теоретические палеоаномалии в модели инверсионного магнитоактивного слоя и корреляция палеоаномалий С13–С25 вдоль профилей 7502 и 7503 – а, положение которых приведено на специальной врезке – б. Составлено по данным работ [4, 7, 14, 24] с использованием геохронологической шкалы по [16].

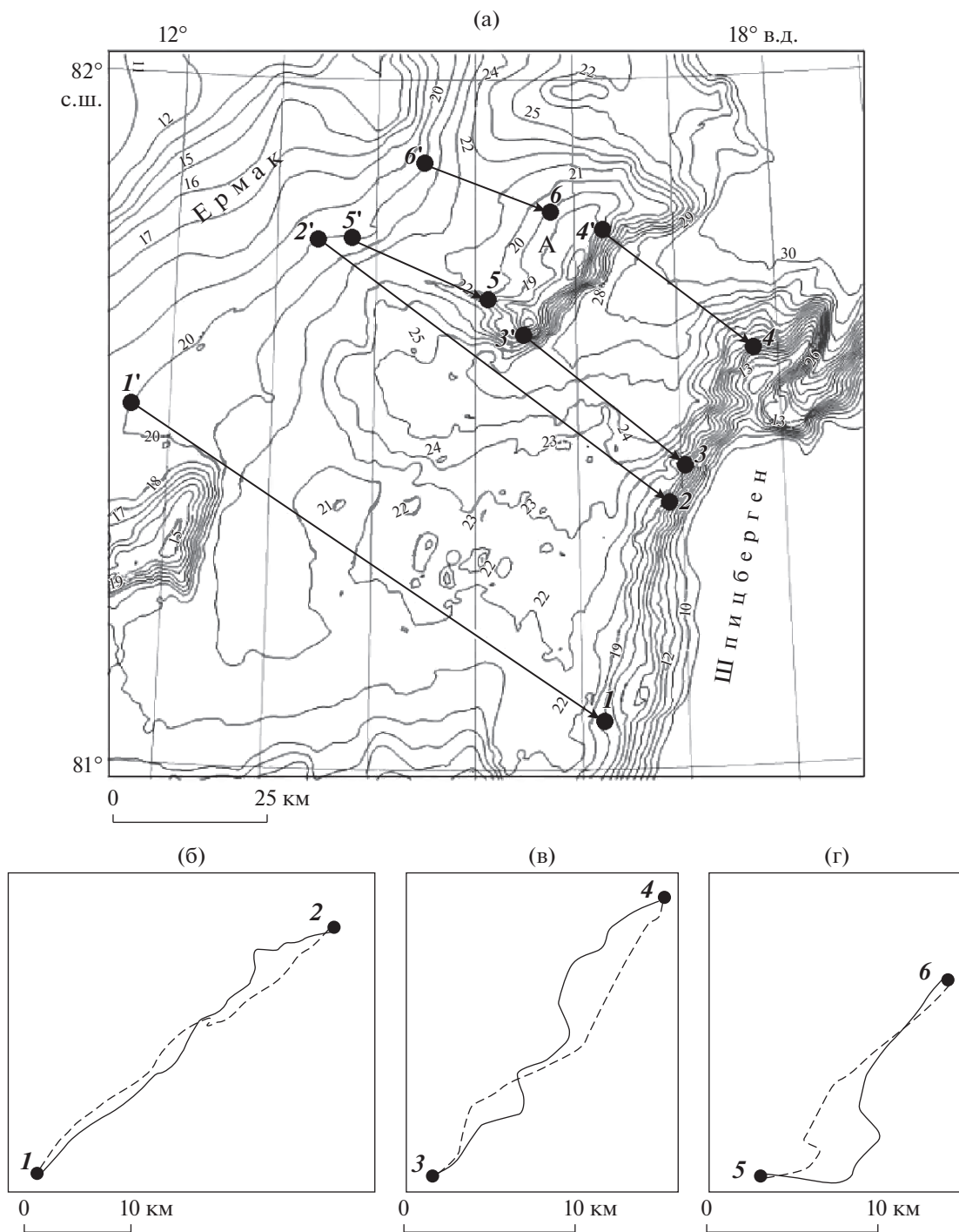


Рис. 5. (а) – Положение концевых точек 1–4 конъюгитных изобат острова Шпицберген, 5–6 и 3¹–4¹ поднятия А, 1¹–2¹ и 5¹–6¹ плато Ермак. Прямыми линиями со стрелками показана стыковка точек в областях: (б) – Шпицбергена (изобата 1.9 км – сплошная линия) и плато Ермак (изобата 2.0 км – пунктир), (в) – Шпицбергена (изобата 1.9 км – сплошная линия) и южного склона поднятия А (изобата 2.0 км – пунктир), (г) – северного склона поднятия А (изобата 2.0 км – сплошная линия) и плато Ермак (изобата 2.1 км – пунктир). Точки 1–6 в (б), (в), (г) те же, что и в (а). Изобаты в сотнях метров.

ными точками 3, 4 и 3¹, 4¹ на рис. 5а и 5в). Если формирование впадины, в соответствии со схемой Б. Вернике [38], связано с оползанием одного из блоков континентальной коры по континен-

тальному склону Шпицбергена, то многочисленные опробования стыкуемости различных участков разных и одноименных изобат показали, что наиболее подходящими для целей палеогеодина-

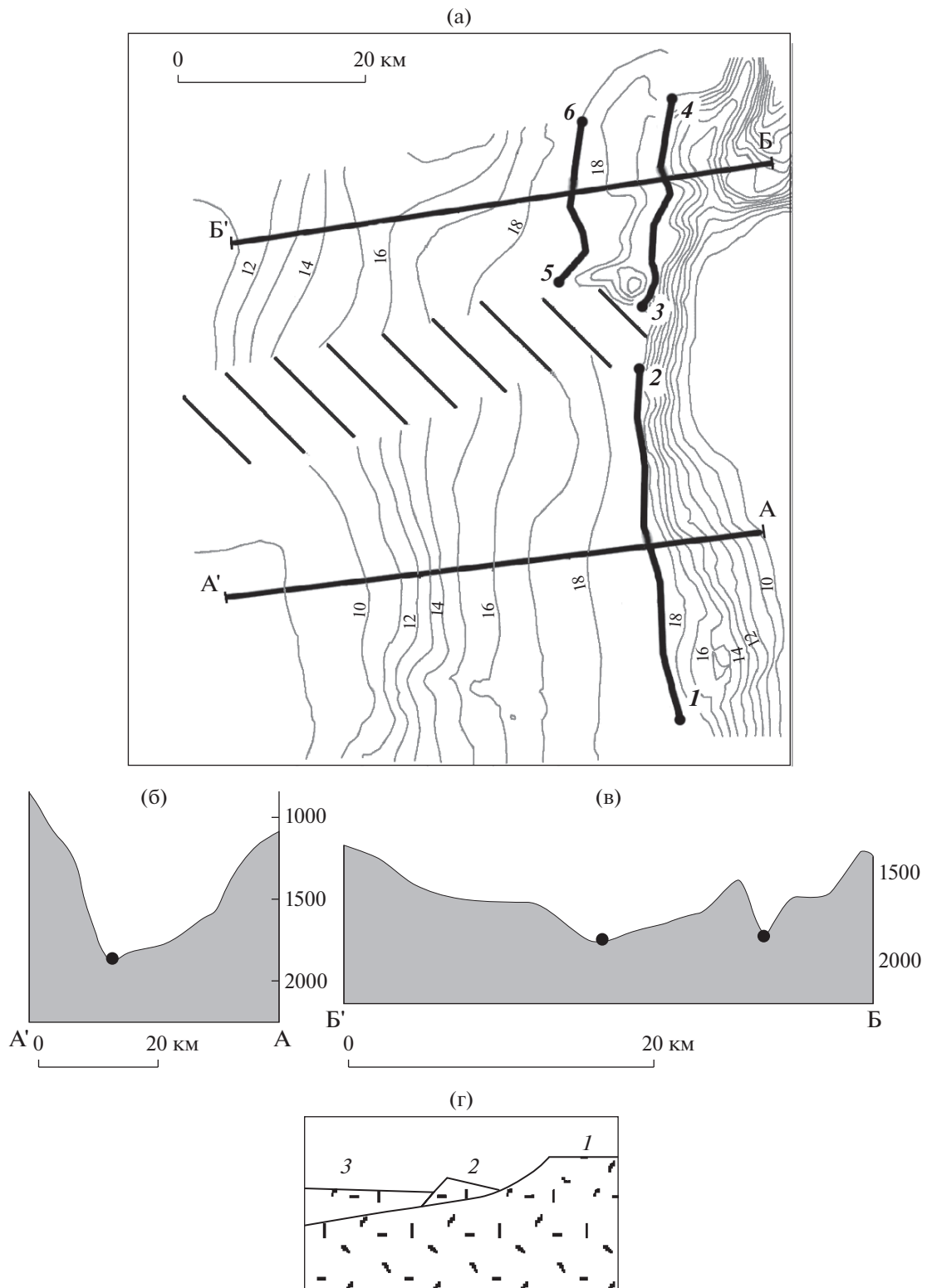


Рис. 6. (а) – Палеогединамическая реконструкция смыкания встречных склонов по конжугейтным изобатам и восстановленная палеобатиметрия. Показаны оси откола (отрезки жирной кривой линии) и тектоническое нарушение (штриховка). Точки 1–6 те же, что и на рис. 5. Показаны профили палеобатиметрии дна вдоль линий А¹ – А (б) и Б¹ – Б (в) перед отколом двух континентальных фрагментов от Шпицбергена и точки стыковки палеоизобат. Приведена модель (г) оползающих блоков вдоль профиля Б¹ – Б: 1 – остров Шпицберген, 2 – поднятие А по данным рис. 5 (а), 3 – плато Ермак.

мического анализа оказались участки изобат 1.9 км в нижней части склона Шпицбергена (участок между точками 3–4 на рис. 5а и 5в) и изобаты 2.0 км возвышенности А (участок между точками 3¹–4¹). Сама стыковка описывается эйлеровым полюсом конечного вращения, находящимся в координатах 81.23° с.ш. 13.94° з.д., угол поворота составил 5.9°. При этом среднеквадратическое отклонение в расчетных точках совмещения составило ±7 км (6 точек совмещения).

Между Склоном плато Ермак и возвышенностью А расположена впадина шириной около 20 км и глубинами до 2.3 км. Многочисленные опробования стыкуемости различных участков разных и одноименных изобат показали, что наиболее подходящими для целей палеогеодинамического анализа оказались участки изобат 2.0 км в нижней части возвышенности А (участок между точками 5–6 на рис. 5а и на рис. 5г) и изобаты 2.1 км на плато Ермак (участок между точками 5¹–6¹). Стыковка описывается эйлеровым полюсом конечного вращения, находящимся в координатах 81.6° с.ш. 15.27° з.д., угол поворота составил 4.7°. При этом среднеквадратическое отклонение в расчетных точках совмещения составило ±6 км (5 точек совмещения).

В результате проведенных расчетов проведено восстановление осей зон откола периферических континентальных фрагментов Шпицбергена (жирные линии 1–2, 3–4, и 5–6 на рис. 6а). Важным обстоятельством реконструкции является выявление разности глубин стыкуемых изобат в сотню метров. На основании проведенной реконструкции путем введения поправок за оползание вышерассмотренных фрагментов удается провести восстановление первичной палеобатиметрии дна перед отколом этих оползающих фрагментов (рис. 6б, рис. 6в). Из этих рисунков видно, что для случая котловины София первоначально периферические участки плато Ермак возвышались над основной поверхностью шельфа Шпицбергена на сотню метров. Рис. 6г демонстрирует модель оползания этих континентальных фрагментов по сквозькоровому разлому.

4. ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований получено, что до начала растяжения литосферы в области Евразийского бассейна плато Ермак было частью евразийской арктической окраины. Растяжение Баренцевоморского шельфа со временем перешло в рифтинг. В процессе рифтинга континентальной коры и откола этого континентального фрагмента от материка в интервале хронов С25г–С26п (57.656–59.237 млн. лет назад) произошло внедрение многочисленных даек основного состава, что могло обусловить высоко-

амплитудные магнитные аномалии на плато Ермак. Проведено восстановление осей зон откола периферических континентальных фрагментов Шпицбергена. Определены эйлеровы полюса и углы поворота, описывающие кинематику откола. Выявлена разность глубин стыкуемых изобат во многие десятки метров, что отражает разномасштабность сползания по плоскости сквозьлитосферного разлома (и, тем самым, разномасштабность заглужения в процессе откола) периферических районов континентальной коры. Составлена модель оползания этих континентальных фрагментов.

Настоящая работа выполнена в рамках Государственного задания проект № 0149-2014-0030. При этом методические вопросы совмещения конжугейтных изобат проработаны в рамках Проекта РФФИ № 14-05-00015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глебовский В.Е., Каминский В.Д., Минаков А.Н. и др. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геостратиграфического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.
2. Зоненшайн Л.П., Ломизе М.Г., Рябухин А.Г. Пособие к практическим занятиям по геотектонике. М.: Изд-во МГУ, 1990. 95 с.
3. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Кратон Арктида и неопротерозойские–мезозойские орогенные пояса циркумполярного региона // Геотектоника. 2010. № 3. С. 3–29.
4. Шрейдер А.А. Линейные магнитные аномалии Северного Ледовитого Океана // Океанология. 2004. Т. 44. № 5. С. 768–777.
5. Шрейдер А.А. Модель откола Марвин спура от хребта Ломоносова в Северном Ледовитом океане // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 530–537.
6. Alvey A., Gaina C., Kuszner N., Torsvik T. Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 274. P. 310–321.
7. Brozina J., Childers V., Lawver L. et al. New aerogeophysical study of the Eurasian Basin and Lomonosov Ridge implications for basin development // Geology. 2003. V. 31. P. 825–828.
8. Coles R., Taylor P. Magnetic anomalies // Geology of North America. V. 1. Geol. Soc. Am. Boulder: 1990. P. 119–132.
9. Dore A., Lundin E., Kuszner N., Pascal C. Potential mechanisms for the genesis of cenozoic domal structures on the NE Atlantic margins // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2008. V. 306. P. 1–26.
10. Dossing A., Stemmerik L., Dahl-Jensen T., Schindwein V. Segmentation of the eastern north Greenland oblique shear margin – regional plate tectonic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 292. P. 239–253.
11. Engen O., Gjengedal J.A., Faleide J. et al. Seismic stratigraphy and sediment thickness of the Nansen basin, Arctic ocean // Geophys. J. Int. 2009. V. 176. P. 805–821.

12. *Engen O., Faleide J., Dyreng T.* Opening of the Fram strait gateway: a review of plate tectonic constraints // *Tectonophysics*. 2008. V. 450. P. 51–69.
13. *Engen O., Faleide J.I., Tsikalas F. et al.* Structure of the west and north Svalbard margins in a plate tectonic setting // *ICAM-IV*. Canada, Dartmouth. 2003. P. 40.
14. *Geissler W., Jokat W.* A geophysical study of the northern Svalbard continental margin // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 158. P. 50–66.
15. *Geissler W., Jokat W., Brekke H.* The Yermak plateau in the Arctic ocean in the light of reflection seismic data – implication for its tectonic and sedimentary evolution // *Geophys. J. Int.* 2011. V. 187. P. 1334–1362.
16. *Gradstein F., Ogg J., Schmitz M., Ogg G.* The Geologic Timescale 2012. Elsevier, 2012. 1139 p.
17. *Jackson H., Johnson G.* Summary of arctic geophysics // *J. Geodynamics*. 1986. V. 6. P. 245–262.
18. *Jokat W., Micksch U.* The sedimentary structure of Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L02603. doi 10.1029/2003/GL018352
19. *Knies J., Matthiessen J., Vogt C. et al.* The Plio–Pleistocene glaciation of the Barents Sea–Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy // *Quatern. Sci. Rev.* 2009. V. 28. P. 812–829.
20. *Knies J., Matthiessen J., Fabian K. et al.* Effect of early Pliocene uplift on late Pliocene cooling in the Arctic–Atlantic gateway // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 387. P. 132–144.
21. *Kristoffersen Y., Husebye, E.* Multi-channel seismic reflection measurements in the Eurasian Basin, Arctic Ocean, from U.S. ice station FRAM-IV // *Tectonophysics*. 1985. V. 114. P. 103–115.
22. *Lawver L., Grantz A., Gahagan L.* Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 360. 2002. P. 333–358.
23. *Lebedeva-Ivanova N.* Geophysical studies bearing on the origin of the Arctic ocean digital comprehensive summaries of Uppsala dissertations from the faculty of science and technology 729. Uppsala Univ, 2010. 79 p.
24. *Minakov A., Faleide J., Glebovsky V., Mjelde R.* Structure and evolution of the northern Barents–Kara sea continental margin from integrated analysis of potential fields, bathymetry and sparse seismic data // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 188. P. 79–102.
25. *Mosar J., Lewis G., Torsvik T.* North Atlantic seafloor spreading rates: implication for the tertiary development of inversion structures of the Norwegian–Greenland Sea // *J. Geol. Soc. London*. 2002. V. 159. P. 503–515.
26. *Nafe J., Drake C.* Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocity of compressional and shear waves // *Geophysics*. 1957. V. 22. P. 523–552.
27. ODP Initial Report Leg. 151. Colledge station (Tex), 1995. 1009 p.
28. ODP Initial Report Leg. 162. Colledge station (Tex), 1999. 1017 p.
29. *Okay N., Crane K.* Thermal rejuvenation of the Ermak plateau // *Mar. Geoph. Res.* 1993. V. 15. P. 243–263.
30. *Ritzmann O., Jokat W.* Crustal structure of northwestern Svalbard and the adjacent Yermak Plateau: evidence for Oligocene detachment tectonics and non-volcanic breakup // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 152. P. 139–159.
31. *Ritzmann O., Jokat W., Czuba W. et al.* A deep seismic transect from Hovgard Ridge to northwestern Svalbard across the continental – ocean transition: A sheared margin study // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 157. P. 683–702.
32. *Taylor P., Kovacs L., Vogt P., Johnson G.* Detailed aeromagnetic investigations of the Arctic Basin, 2 // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. P. 6323–6333.
33. *Urlaub M., Schmidt-Aursch M., Jokat W., Kaul N.* Gravity crustal models and heat flow measurements for the Eurasia basin, Arctic ocean // *Mar. Geoph. Res.* 2009. V. 30. P. 277–292.
34. *Vogt P.* Magnetic anomalies and crustal magnetization // *The western North Atlantic region*. Geol. Soc. Am. Boulder. Col. 1986. P. 229–256.
35. *Vogt P., Taylor P., Kovacs L., Johnson G.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. P. 1071–1089.
36. *Weigelt E., Jokat W.* Peculiarities of roughness and thickness of oceanic crust in the Eurasia Basin, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 145. P. 505–516.
37. *Winkelmann D., Jokat W., Niessen F. et al.* Age and extent of the Yermak slide north of Spitsbergen, Arctic Ocean // *G³*. 2006. V. 7. № 6. 12 p. doi 10.1029/2005GC001130
38. *Wernicke B.* Low angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogeny // *Nature*. 1981. V. 291. P. 645–648.
39. www.topex.ucsd.edu/html/mar_topo.html (IBCAO) 2014.

Kinematics of the Region near Spitsbergen in the Eurasian Basin

Al. A. Schreider, A. A. Schreider, A. E. Sazhneva, V. A. Sychev, O. A. Zuev

Prior to the beginning of the lithospheric extension in the Eurasian Basin the Yermak plateau was part of the Eurasian Arctic margin. Extension of the Barents Sea shelf eventually turned into a rifting. During the rifting of the continental crust separation of these continental fragments from the mainland occurred. The primary separation of the continental crust in the area of the Eurasian Basin near Spitsbergen region occurred during chrons C25r–C26n (57.656–59.237 Ma). The introduction of numerous dikes of the basic composition during rifting could determine high amplitude magnetic anomalies on the Yermak Plateau. We restore the axes of the separation of the peripheral zones of the continental Spitsbergen fragments. The Euler pole and rotation angles describing the kinematics of the separation were determined. We revealed the difference in the depths of the abutting isobaths equal to many tens of meters, which reflects the different scales on the Spitsbergen sliding plane fault (and, thus, different scales of penetration in the process of separation) of the peripheral areas of the continental crust.