

А. А. КРЕМЕНЕЦКИЙ, А. Г. ПИЛИЦЫН, Л. И. ВЕРЕМЕЕВА (ИМГРЭ),
А. Ф. МОРОЗОВ (Роснедра), О. В. ПЕТРОВ (ВСЕГЕИ),
Е. И. ПЕТРОВ (МНР РФ)

Эволюция фундамента, рифтогенез и нефтегазоносность Циркумполярной Арктики

Рассмотрена геолого-геохимическая история развития фундамента Циркумполярной Арктики, показана пространственно-временная унаследованность базовых структурно-тектонических таксонов на докембрийском, мезозойском и кайнозой-четвертичном этапах. Мезозойский вулканогенно-терригенный плитный чехол акустического фундамента Американо-Евразийского бассейна использован как надежный репер при обосновании непрерывности российской континентальной окраины в системе: прибрежная суша – шельф – глубоководные поднятия и хребты. Охарактеризованы разновозрастные группы рифтогенных структур Циркумполярной Арктики, отражена связь юрско-меловых рифтов с замыканием Восточно-Тихоокеанского, а кайнозой-четвертичных – Срединно-Атлантического глобальных спрединговых поясов. Формирование хребта Гаккеля связывается с начальной рифтовой стадией без значительного раздвига дна Евразийского бассейна. Обоснован значительный вклад разновозрастных рифтовых систем в существующий и прогнозный потенциал нефтегазоносности и рудоносности Циркумполярной Арктики.

Ключевые слова: геология, геохимия, тектоника, эволюция, фундамент, рифты, минералогия, нефтегазоносность, Северный Ледовитый океан.

A. A. KREMENETSKIY, A. G. PILITSYN, L. I. VEREMEEVA (IMGRE),
A. F. MOROZOV (Rosnedra), O. V. PETROV (VSEGEI),
E. I. PETROV (MNR RF)

Circumpolar Arctic: Basement evolution, rifting and hydrocarbon potential

The paper portrays geological and geochemical history of the Circumpolar Arctic basement evolution; spatiotemporal inheritance of the basic structural and tectonic taxa during the pre-Mesozoic, Mesozoic and Cenozoic-Quaternary stages is demonstrated. The Mesozoic volcanic-terrigenous plate cover overlaying the acoustic basement of the Amerasian Basin is considered as a reliable benchmark for substantiating the continuity of the continental slope in the littoral – shelf – deep-sea rises and ridges system. Various age groups of riftogenic structures of the Circumpolar Arctic and the relationships of Jurassic-Cretaceous rifts to the closure of the East Pacific global spreading belt and Cenozoic-Quaternary rifts to the Mid-Atlantic one are characterized. The formation of the Gakkell Ridge is associated with the initial rifting without significant bottom expansion of the Eurasian Basin. Considerable contribution of rift systems of various ages to the established and predicted hydrocarbon and mineral potential of the Circumpolar Arctic are substantiated.

Keywords: geology, geochemistry, tectonics, evolution, basement, rifts, metallogeny, hydrocarbon potential, the Arctic Ocean.

Для цитирования: Кременецкий А. А. Эволюция фундамента, рифтогенез и нефтегазоносность Циркумполярной Арктики / А. А. Кременецкий, А. Г. Пилицын, Л. И. Веремеева, А. Ф. Морозов, О. В. Петров, Е. И. Петров // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 83. – С. 14–32.

Как известно, Циркумполярная Арктика обладает огромным минералогическим потенциалом. Здесь сосредоточено около 40 % российских запасов золота, 60 % нефти, 75 % газа и 100 % коренных месторождений алмазов, а также значительные ресурсы Ni, Cu, МПП, Au, Ag, Sn, редких и редкоземельных металлов. В то же время геологическое строение и история тектонического развития этого сегмента коры до сих пор продолжают оставаться предметом научных дискуссий между сторонниками разных школ и геотектонических парадигм. Одна из

объективных причин – недостаточная геологическая изученность шельфа арктических морей и архипелагов, а также труднодоступность для исследований глубоководного ложа Северного Ледовитого океана (СЛО). Все это создает соответствующие трудности при прослеживании непрерывности геологических компонентов континентальной окраины Американо-Евразийского бассейна, а также разработке критериев систематики, условий формирования и вклада в минералогический потенциал разновозрастных рифтогенных структур.

Почти две трети территории Циркумполярной Арктики занимает осадочный чехол: около 60 % на консолидированной коре материков и 95 % — акустическом фундаменте СЛО. Гетерогенность и гетерохронность последнего, выявленные при анализе сейсмических и геологических данных по окраинным шельфовым и глубоководным бассейнам, отражена на схеме тектонического районирования Арктики [27]. Для усиления доказательств обоснования внешней границы континентального шельфа России и корректировки контуров прогнозируемых рудных и нефтегазовых площадей в работе предпринята попытка реконструировать историю формирования фундамента Циркумполярной Арктики и оценить вклад отдельных ее этапов в обеспечение непрерывности российской континентальной окраины СЛО в системе: прибрежная суша — шельф — глубоководные поднятия и хребты. Вторая задача — оценить влияние разновозрастных рифтогенных систем на возникновение структурных неоднородностей в осадочном чехле, перекрывающем акустический фундамент, благоприятных для аккумуляции и, как следствие, поиска нефтегазовых залежей.

На основе исследований, проведенных в экспедиции «Арктика-2012» [10; 17], а также при составлении геохимической карты российского сектора Арктики м-ба 1 : 2 500 000 [15] и обобщения геологических и геофизических материалов по Циркумполярной Арктике [2; 4; 5; 7; 19; 21; 27; 32; 38], предлагается нижеследующая модель структурно-тектонической эволюции фундамента этого сегмента коры на домезозойском, мезозойском и кайнозой-четвертичном этапах.

Домезозойский этап. Принимая во внимание известную специфику строения, состава и эволюции докембрийской коры континентов [15], а также обосновывающую ее модель горячей гетерогенной аккреции Земли (В. С. Шкодзинский, 2014), полагаем, что дорифейский фундамент Циркумполярной Арктики представлял собой единый фрагмент кислой протокры (А. А. Кременецкий, Л. Н. Овчинников, 1983, 1986), рост и трансформация которой в архей-протерозойское время завершились формированием Северо-Американского, Фенноскандинавского, Сибирского и Яно-Чукотско-Аляскинского кратонов. Вследствие латеральной неоднородности кислой протокры разделяющая их межкратонная центральная арктическая область была, по-видимому, тоньше и тем самым обусловила заложение здесь трансарктической геодепрессии с маломощной (30–35 км) корой на месте современных шельфовых морей и утоненной (20–30 км) (С. Н. Кашубин и др., 2013) в ныне глубоководном ложе Американо-Аляскинского бассейна. Контуров этой геодепрессии, выявленные при районировании неотектонических морфоструктур и потенциальных полей Циркумполярной Арктики, а также реконструкции площади ее распространения на период до кайнозойского

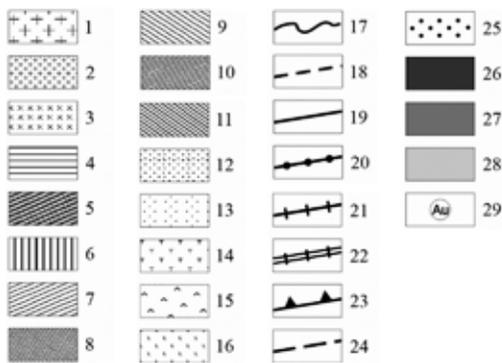
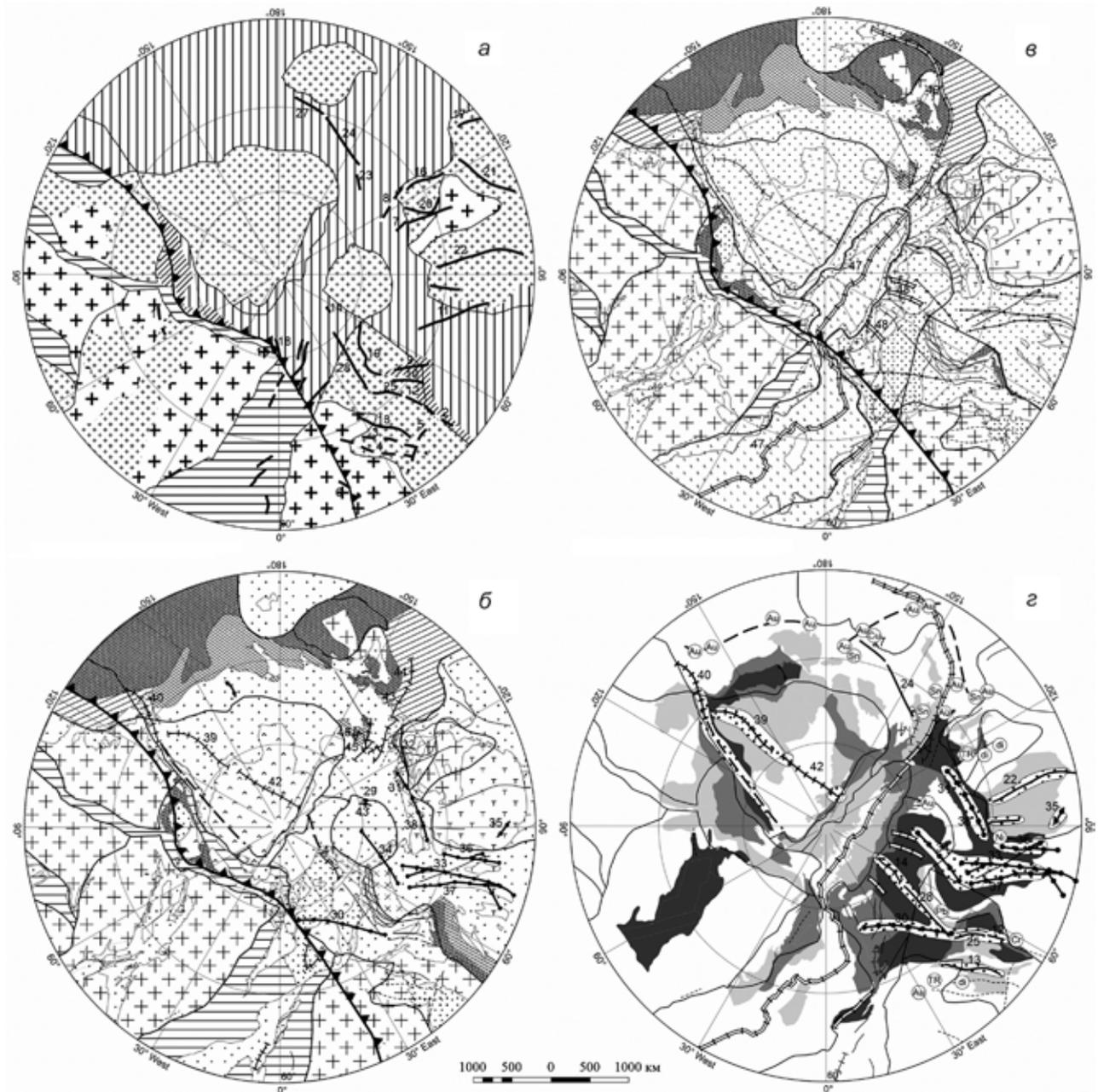
спрединга [15], прослеживаются через всю акваторию СЛО от Восточно-Европейской и Западно-Сибирской до Северо-Американской платформ (рис. 1, а, б), подтверждая ее особую роль в строении и эволюции Арктической континентальной коры [20]. Химические составы архейских щитов, перечисленных выше кратонов, близки между собой и отвечают среднему составу гранодиорита. Составы толщ протерозойских метапесчаников и метааргиллитов, соответственно, так же близки и комплементарны гранодиориту как базовому источнику их ближнего сноса.

В истории деформаций докембрийского фундамента Циркумполярной Арктики, наряду с активным проявлением в краевых частях кратонов гренвильской, байкальской и каледонской складчатостей, ключевыми представляются две эпохи структурной и тектоно-магматической активизации Арктического палеоконтинента.

Первая эпоха — заложение в рифе трансарктической сбросо-сдвиговой тектонической зоны, приведшей к расчленению Арктического палеоконтинента на Североамериканско-Свеконорвежский и Евразийский мегакратоны (рис. 1, а). Положение западной ветви этой зоны в гравимагнитных полях и на геологическом разрезе Канадского арктического архипелага показано на рис. 2. Подобная субширотная транскратонная рифейская рифтогенная зона (Midcontinent rift) отделяет Канадский щит от платформы в районе оз. Верхнее. Пробуренные здесь глубокие скважины дали притоки углеводорода с повышенным содержанием водорода и азота abiогенного изотопного состава [23].

В кайнозойское время сбросо-сдвиговая трансарктическая тектоническая зона стала барьером на пути продвижения Северо-Атлантических хребтов в Арктику (Шпицбергенско-Гренландская зона разломов [28]). Сформированный в границах этой зоны хр. Книповича, в отличие от соседних с ним хребтов Мона и Гаккеля, характеризуется мозаично-нерегулярным магнитным полем [1], а слагающие его базальты, согласно изотопно-геохимическим данным [26], образовались в том числе при контаминации мантийных расплавов материалом сиалической коры. С этой же эпохой мы связываем заложение Полярноуральского внутриконтинентального рифтового пояса с верхнерифей-вендскими субщелочными базальтоидами и дунит-клинопироксенит-габброво-диабазовыми плутонами (591 млн лет) (В. С. Бочкарёв и др., 2012) и, наконец, широкое развитие рифейских внутриконтинентальных рифтовых трогов (Мезенского, Кандалакшско-Двинского, Среднерусского (рис. 1, а, таблица) и ареалов базитового магматизма на древних платформах [13].

Вторая эпоха — средне-верхнепалеозойский внутриконтинентальный рифтогенез на древних платформах, включая тектоно-магматическую активизацию неопротерозойских авлакогенов. В пределах домезозойского фундамента Циркумполярной Арктики это Центрально-Шпицбергенская, Печоро-Колвинская, Варандей-Адзвинская,



1 – щиты; 2 – древние платформы; 3 – молодые платформы; 4 – каледонские складчатые пояса; 5 – герцинские складчатые пояса; 6 – коллаж PR-PZ коровых блоков, консолидированных в верхнем палеозое – триасе; 7 – складчатые платформенные чехлы, эпикратонные осадочные комплексы, деформированные в мезозое; 8 – коллаж неопротерозойских коровых блоков с интенсивной тектоно-магматической переработкой в мезозое; 9 – аккреционно-коллизийный складчатый тиманский пояс, переработанный в мезозое; 10 – позднепалеозойский и раннемезозойский аккреционно-коллизийные складчатые пояса; 11 – мезозойский аккреционно-коллизийный складчатый пояс; 12 – триасовые отложения; 13 – юрско-меловые отложения; 14–16 – покровы базальтов (14 – раннетриасовые, 15 – меловые, 16 – раннекайнозойские); 17 – границы блоков фундамента по потенциальным полям (Е. Д. Мильштейн, 2015); 18–22 – разновозрастные рифты (18 – рифейские, 19 – девонские, 20 – пермско-триасовые, 21 – юрско-меловые, 22 – кайнозойские); 23 – сбросо-сдвиговое тектоническое нарушение; 24 – предполагаемые тектонические нарушения; 25–28 – провинции УВ (25 – околорифтовые, 26 – высоко-ресурсные, 27 – среднересурсные, 28 – низкоресурсные); 29 – рудные месторождения

Рис. 1. Схема структурно-тектонической эволюции фундамента Циркумполярной Арктики на домезозойском (а), мезозойском (б), кайнозой-четвертичном (в) этапах и минерагеническое районирование в связи с рифтогенными структурами (г)

Рифтогенные структуры Циркумполярной Арктики

Возраст	Районы	Рифты и рифтогенные структуры	Номер на рис. 1
RF	Северо-Американская платформа	Рифт пролива Ланкастер	1
	Восточно-Уральский складчатый пояс	Полярноуральский	2
	Восточно-Европейская платформа	Мезенский	3
		Кандалакшско-Двинский	4
		Среднерусский	5
Ладожский	6		
Сибирская платформа	Оленёкско-Бегичевский	7	
	Усть-Ленский	8	
D–P _{1,2}	Восточно-Европейская платформа	Печоро-Колвинский	9
		Варандей-Адзинский	10
		Тиманский	12
		Колво-Денисовский	13
		Тимано-Печёрский	25
	Южно-Карскоморская плита	Худотей-Ямальский	11
	Свальбардская плита	Вильченковский	14
		Девонский	15
	Верхоянская складчато-надвиговая система	Центрально-Шпицбергенский	18
		Хараулахско-Таймырский	16
	Баренцевоморская плита	Сетте-Дабанский	17
		Костиншарский, Восточно-Новоземельский, Гусиноземельский, Адмиралтейский	19
Сибирская платформа	Восточно-Баренцевоморский	28	
	Уджинский	20	
	Лено-Вилуйский	21	
	Маймеча-Котуйский	22	
	Лаптевоморская плита	Бельковско-Нерпалахский	23
	Новосибирско-Чукотский складчатый пояс	Южно-Ануйско-Ляховский	24
	Скандинавский складчато-надвиговый пояс	Грабен Осло	26
Верхоянско-Колымский складчатый пояс	Южно-Ануйский	27	
P ₃ –T	Северо-Карскоморская плита	Ахматовско-Студенинский	29
	Баренцевоморская плита	Баренцевоморский	30
	Таймырский складчатый пояс	Южно-Таймырский	31
	Сибирская платформа	Лено-Анабарский	32
		Тунгусский	35
	Западно-Сибирская плита	Колтогорско-Уренгойский	33
		Игаро-Норильский	36
		Западно-Сибирский	37
Карскоморская плита	Баренцево-Карскоморский	34	
Енисей-Хатангский прогиб	Енисей-Хатангский	38	
J–K	Канадский бассейн	Канадский	39
	Северо-Американская платформа	Северо-Канадский	40
	Свальбардская плита	Александровский	41
	Амеразийский бассейн	Гиперборейский	42
	Лаптевоморская плита	Лаптевоморско-Индибирский	43
	Верхоянско-Колымский складчатый пояс	Момско-Лаптевоморский	44
	Лаптевоморская плита	Северо-Омолонский	45
	Врангелевско-Геральдская, Ануйско-Чукотская складчато-надвиговые системы	Новосибирский	46
KZ–Q	Евразийский бассейн	Колбенсей – Гаккеля	47
	Баренцевоморская плита	Желоба Орла, Воронина, Св. Анна, Франц-Виктории	48
	Верхоянско-Колымский складчатый пояс	Момский	49

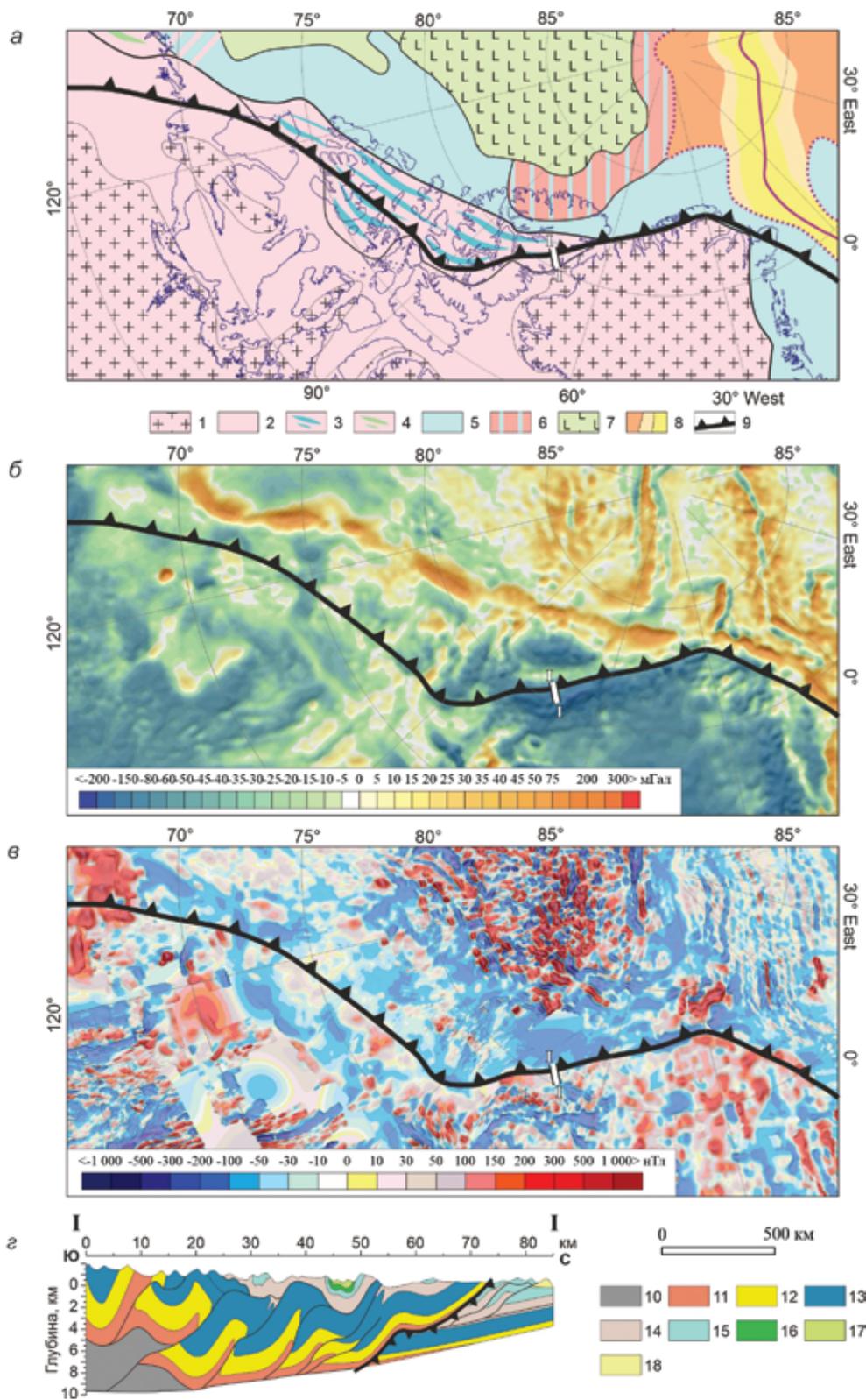


Рис. 2. Положение фрагмента трансарктической сбросо-сдвиговой тектонической зоны на структурно-тектонической карте (а) [27], карте гравитационных аномалий (б), карте аномалий магнитного поля (в) и геологическом разрезе (г) северной окраины Северо-Американского кратона

1 – домезопротерозойские щиты; 2 – мезо-неопротерозойский – фанерозойский осадочный чехол; 3–5 – складчатые пояса (3 – верхнепалеозойские, 4 – мезозойские, 5 – переходного типа); 6 – блок хр. Ломоносова; 7 – меловые траппы; 8 – кайнозой-четвертичные образования Евразийского бассейна; 9 – трансарктическая сбросо-сдвиговая тектоническая зона; 10 – архей-неопротерозойский фундамент; 11–17 – отложения неопротерозой-палеозойского осадочного чехла (11 – неопротерозойские, 12 – верхнекембрийские, 13 – нижнеордовикские, 14 – среднеордовикские, 15 – верхнеордовикские, 16 – силурийские, 17 – девонские); 18 – кайнозойский осадочный чехол

Уджинская, Лено-Виллойская и другие рифтогенные системы (рис. 1, а, таблица). Палеозойские рифтогенные структуры известны также в пределах Яно-Чукотско-Аляскинского геоблока: Бельковско-Нерпалахский авлакоген (D₃) и Южно-Аньюйский рифт, тектонизированный в раннем мелу с реликтами серпентинизированных клиньев позднепалеозойских офиолитов [9]. Новые К-Аг датировки возраста офиолитов Южно-Аньюйской сутуры (317–266 и 257–229 млн лет) и их геохимическая реконструкция идентифицируют эту структуру как конвергентную границу Сибирского кратона и гипотетического палеоокеана [24]. Однако представления о существовании здесь с позднего палеозоя по ранний мезозой Аньюйского океана, или Прото-Арктического бассейна, могут оказаться столь же умозрительными, как и утверждение об Обском палеоокеане (С. В. Аглонов, 1992) на севере Западной Сибири до бурения Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6).

Базит-гипербазитовые вулканоплутонические комплексы девонских рифтов имеют близкий химический состав, отвечают континентальным условиям образования и нередко сопровождаются рудопроявлениями Ni, Cu, Cr, Pt, Ag, Ba и др. Накопленные в линейно-вытянутых рифтогенных прогибах мощные (более 10 км) девон-нижнепермские карбонатно-терригенные отложения, перекрытые триасовыми вулканогенно-терригенными образованиями, создали благоприятные условия для аккумуляции нефтегазовых залежей. Эти «сверхглубокие депрессии» протягиваются на тысячи километров, формируя региональные пояса накопления углеводородов, при этом осадочные породы на бортах таких депрессий, а также в зонах тектонических ступеней и на моноклинальных склонах не содержат полного аналогичного набора нефтегазоносных комплексов [25]. Так, Печоро-Колвинский авлакоген, наиболее крупный (до 700 км) в Тимано-Печорской нефтегазовой провинции (44 % начальных разведанных запасов и 60 % добычи нефти), заложен на месте доплитной рифей-вендской рифтогенной структуры, заполнен верхнеордовик-нижнедевонскими плитными отложениями, активизирован в средне-верхнедевонское время и перекрыт триасовыми песчаниками. Большая часть месторождений локализована в надавлакогенных валах (рис. 1, а, з).

Консолидация докембрийского фундамента Циркумполярной Арктики завершилась формированием разновысоких мегакратонов, унаследовавших в палеорельефе межкратонную трансарктическую геодепрессию — Гиперборейскую платформу как продолжение Северо-Американской платформы вплоть до Яно-Чукотско-Аляскинского геоблока, а также Баренцево-Карскоморскую плиту через разделяющий их блок хр. Ломоносова (рис. 1, а).

Мезозойский этап. Характеризуется активным проявлением базальтового магматизма в рифтовых поясах Евразийского мегакратона,

формированием вулканогенно-терригенного плитного чехла в трансарктической геодепрессии и широким развитием киммерийской складчатости в Яно-Чукотско-Аляскинском геоблоке. Регенерация древних и заложение новообразованных рифтовых зон протекали в две стадии.

Первая стадия — внутриконтинентальный рифтогенез (поздняя пермь — триас) — проявилась преимущественно в пределах Восточно-Фенноскандинавского и Сибирского кратонов: Колтогорско-Уренгойская, Худотейско-Ямальская, Тунгусская и др. погребенные рифтовые системы (рис. 1, б, таблица). Геохимическое изучение вулканических пород, перекрытых осадочным чехлом Западно-Сибирской платформы и вскрытых СГ-6 на глубине 6424–7502 м, а также соседними глубокими скважинами, показало, что они представлены триасовыми (247,5 млн лет) низкокальциевыми толеитовыми базальтами, сопоставимыми с низкокальциевыми толеитовыми траппами Норильской и Маймеча-Котуйской провинций Сибирской платформы (А. А. Кременецкий, Г. С. Гладких, 1997). Близкие значения в них изотопных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,70532–0,70550 и 0,70484–0,70612) соответствуют таковым континентальным платобазальтам мира и, по-видимому, являются продуктом Сибирского суперплюма с образованием высокомагнезиальных расплавов, которые по мере подъема подвергались дифференциации с понижением содержания MgO (до 7 %) и контаминации нижнекоровыми породами с захватом в том числе радиогенного стронция. Западно-Сибирская триасовая рифтовая система, трассируемая на протяжении более 2000 км через Уренгой, Тазовскую и Гыданскую губы в Карском море [11], контролирует размещение крупнейших газовых месторождений (Русановское, Ленинградское) и определяет решающий вклад в прогнозируемый нефтегазовый потенциал этой провинции, оцениваемый в 35 % (доля Восточно-Баренцевоморской провинции — 17 %) общего нефтяного эквивалента Арктики (362 млрд баррелей) [18; 31].

Рифтовые зоны *второй стадии* (верхняя юра — мел) пространственно тяготеют к северному замыканию Восточно-Тихоокеанского спредингового пояса. Учитывая это, реконструкция условий зарождения и размещения рифтогенных поясов Циркумполярной Арктики этого возраста проводилась с позиции представлений [6; 16] о строении и эволюции мировой рифтовой системы с главными ее элементами — почти непрерывным кольцом субширотных спрединговых зон, окаймляющих Антарктиду и отходящих от него к северу четырех субмеридиональных поясов (рис. 3, а). Согласно геофизическим данным и результатам глубоководного бурения, на некоторых участках хребтов современных океанов процесс спрединга начался в позднеюрское (чаще ранне-позднемиловое) время и продолжался в течение всего кайнозоя. Как известно, в Тихом океане периодичность тектоно-магматических процессов проявилась с разной интенсивностью, в разное время

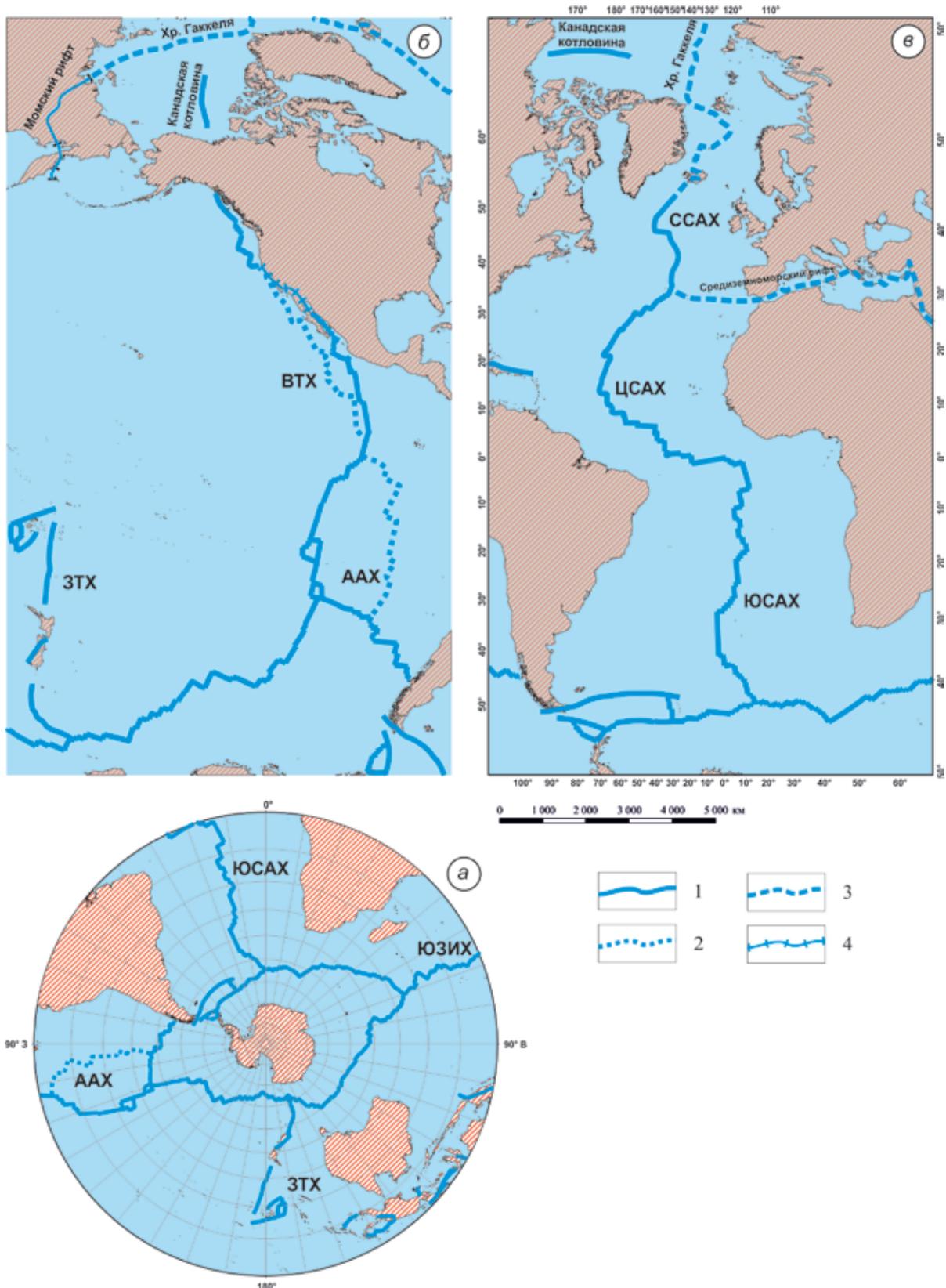


Рис. 3. Схема строения мировой рифтовой системы (а) и областей перехода океанических хребтов во внутриконтинентальные (б, в). По [6; 16] с дополнениями авторов

1 – океанические хребты: ААХ – Американско-Антарктический; ВТХ – Восточно-Тихоокеанский; ЗТХ – Западно-Тихоокеанский; ССАХ – Северный Срединно-Атлантический; ЦСАХ – Центральный Срединно-Атлантический; ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский; ЮСАХ – Южный Срединно-Атлантический; 2 – древняя ось спрединга; 3 – рифты переходных зон; 4 – внутриконтинентальные рифты

(от позднего триаса до миоцен-голоцена) и сопровождалась новообразованием субмеридиональных и субширотных рифтов, нередко наследующих более древние оси спрединга. Одна из таких осей, функционирующая с поздней юры до позднего миоцена, известна западнее Восточно-Тихоокеанского спредингового пояса между хр. Математиков на юге и Клиппертон – на севере (Э. Д. Голубева, 2009; В. Е. Хаин, 2001) (рис. 3, б). Геолого-геохронологические исследования магматических комплексов гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ) с диапазоном формирования от средней юры (169 млн лет) до плейстоцена [12; 30; 36] выявили здесь возрастные пики ксеногенных и магматогенных генераций цирконов (2800, 1800, 1000, 550, 275, 170 и 80–0,5 млн лет), совпадающие с эпохами тектоно-магматической активизации на соседних материках, указывая, с одной стороны, на возможное присутствие здесь реликтов доокеанической литосферы, с другой – на согласованный геодинамический режим развития континентов и разделяющих их океанов (О. Г. Шулятин и др., 2019). Известно также, что при продвижении субмеридиональных спрединговых поясов на север в переходную зону океан – континент и особенно при пролонгации их вглубь континента (рис. 3, б, в) они, встречая на своем пути блоки с более высокой прочностью пород или поперечные разломы, могли резко менять свое первоначальное направление и провоцировать в этих местах образование сдвигово-раздвиговых транзитных зон с возникновением встречных, в том числе инициальных, рифтовых систем (А. В. Кохан и др., 2016). Мантийные расплавы в таких зонах, как правило, контаминированы материалом сиалической коры, смещая геохимические и изотопно-геохимические характеристики вулканических пород рифтов в область континентальных геодинамических обстановок, и обеспечивают широкомасштабные излияния траппов.

Таким образом, северное замыкание Восточно-Тихоокеанского спредингового пояса могло явиться триггерным механизмом формирования в Арктике верхнеюрско-кайнозойского Канадского рифта в одноименном бассейне СЛЮ с синхронным заложением субпараллельной тектонической зоны вдоль северной границы Иннуитского складчатого пояса (между островами Принс-Патрик и Элсмир) (рис. 3, б). Естественным продолжением Канадского рифта могли быть также ранее-позднемиловые рифты Гиперборейской платформы, перекрытые синхронными траппами, и, возможно, активизация рифтовых структур Баренцевоморской плиты (рис. 1, б). Намеченный глобальный рифтогенный пояс трассируется почти непрерывной зоной сейсмоактивности и системой мел-кайнозойских нефтегазоносных бассейнов: Южно-Калифорнийский – Южно-Аляскинский – грабены Северо-Американских Кордильер – дельта р. Маккензи – море Бофорта. Второй областью глобальной активизации, связанной с этим этапом, может

быть линейная зона Брукско-Чукотско-Новосибирского складчатого пояса, на шельфе которого сосредоточены все известные провинции углеводородов: Северный склон Аляски (месторождение Купарук-Ривер и др.), Восточно-Арктическая, Новосибирско-Чукотская и Лаптевоморская нефтегазоносные провинции. Источником углеводородов последних могли быть палеозой-мезозойские отложения; миграция – в позднем мелу – кайнозое. Доля извлекаемых запасов нефти здесь не превышает 20 %, а газа – 10 % от соответствующих суммарных извлекаемых запасов на российских шельфах [8]. Что же касается Американо-Тихоокеанского глубоководного бассейна, то, по оценкам геологической службы США [18], прогнозируемая доля его нефтегазовых объектов составляет 17 % общего нефтяного эквивалента Арктики, а Канадского бассейна – всего 5,4 %. Однако обобщение сейсмических материалов и изучение отражательной способности витринита (ОСВ-Ро) осадочных пород Канадской котловины позволили дать более высокую оценку ее нефтегазоносности, благодаря многочисленным проявлениям разломной тектоники и рифтогенеза, а также связанными с ними структурными и неструктурными ловушками и наличием зон мезо- и апокатагенеза [3].

Итак, к концу мела в фундаменте Евразийского мегакратона было сформировано несколько мезозойских континентальных рифтовых систем, ориентированных в Баренцевоморско-Бофортском направлении (рис. 1, б, таблица). Сравнительный анализ химических и изотопно-геохимических характеристик основных магматических комплексов этих рифтовых систем подтверждает представления о большом влиянии исследований о двух их источниках, отличающихся по времени – Сибирском суперплюме и Баренцевско-Американо-Тихоокеанском плюме (Э. В. Шипилов, Л. И. Лобковский, 2016), и, соответственно, о различных геодинамических обстановках их формирования: внутриконтинентальный раннемезозойский рифтинг в Карскоморском бассейне и прилегающих окраинах Восточно-Фенноскандинавского и Сибирского кратонов и верхнеюрско-меловой рифтинг в Американо-Тихоокеанском и Баренцевоморском бассейнах под влиянием Восточно-Тихоокеанского спредингового пояса. Последнее, вместе с активностью Тихоокеанского сегмента коры, оказало существенное влияние на интенсификацию киммерийской складчатости и формирование наложенных вулканических поясов в Яно-Чукотско-Аляскинском геоблоке, домезозойский сиалический фундамент которого испытал неопротерозойский реоморфизм и рифейскую региональную деструкцию с инъекциями в межблоковые зоны девонских базит-гипербазитов и триасовых траппов.

Локализация тектоно-магматической активности в рифтовых поясах второй стадии способствовала созданию в трансарктической геодепрессии условий формирования мезозойского плитного чехла (рис. 3, б, 4, а). Максимальная

Анойская и Чаунская складчатые зоны

Эра-тема	Система	Отдел	Состав
KZ	N		
		P	
MZ	K	K ₂	
		K ₁	

**Новосибирские острова
Острова Бельковский, Столбовой,
Котельный**

Эра-тема	Система	Отдел	Состав
KZ	N		
		P	
MZ	K	K ₂	
		K ₁	

**Острова Де-Лонга
Острова Беннетта, Жохова**

Эра-тема	Система	Отдел	Состав
KZ	N		
		P	
MZ	K	K ₂	
		K ₁	

Хребет Ломоносова

Эра-тема	Система	Отдел	Состав
KZ	N	N ₁	
		P	
MZ	K	K ₂	
		K ₁	

Эра	Система	Мощность	Состав	Длина осадков (млн лет)
KZ		550		T-100
MZ	K	2500	B-60 T-40	
		J	1300	T-80 B-20
	T	4150	T-90 B-10	
	P		T-100	
PZ ₁	C	2300	K-70 T-30	
		PZ ₂	D	2100
PZ ₁	O			
		Cm		
PR	PR ₁		M-100	
	PR ₂			
	PR ₃			
AR			M-100	

Эра	Система	Мощность	Состав	Длина осадков (млн лет)	
KZ		300		T-100	
MZ	K	500	T-95 B-5		
		J	500	T-80 K-20	
		T	700	T-75 K-22	
PZ ₁	P	1300	T-99 B-1		
		C	1500	T-59 K-40 B-1	
PZ ₂	D	4600	K-56 T-44		
		S	1210	K-88 T-12	
		O	1400	K-98 T-2	
PR	PR	2000	M-100		
	PR ₁				
	PR ₂				
AR					

Эра	Система	Мощность	Состав	Длина осадков (млн лет)
KZ		600		B-100
MZ	K	1000	B-80 T-20	
		J		
PZ ₁	T	1200	T-90 K-10 (в грабе низ)	
		C		
PZ ₂	D			
		S		
PZ ₁	O	850	T-85 B-15 K-2	
		Cm		
PR	PR ₁		M-100	
	PR ₂			
	PR ₃			
AR			M-100	

Эра	Система	Мощность	Состав	Длина осадков (млн лет)
KZ		550		T-100
MZ	K	900	T-75 B-25	
		J	600	T-100
PZ ₁	T	600	T-100	
		C	300	T-50 K-50
PZ ₂	D	300	T-50 K-50	
		S	7	M-50T-50
PZ ₁	O	7	M-50T-50	
		Cm		
PR	PR ₁		T-60 M-40	
	PR ₂	4000	T-60 M-40	
	PR ₃		M-100	
AR			M-100	

мощность раннетриасовых осадков (до 2–3 км) зафиксирована в Баренцево-Карскоморском и Западно-Сибирском бассейнах. В Американо-Сибирском бассейне триасовые отложения сосредоточены главным образом вдоль окраины Северо-Американского кратона и Яно-Чукотско-Аляскинского полискладчатого пояса. Особенности вещественного состава триасовых песчаников (аркозовые со слюдой) и преобладающие максимумы U-Pb датировок возраста содержащихся в них цирконов (1800, 500 и 300 млн лет) [34] свидетельствует о том, что они образовались при размытии докембрийских гранитоидов и магматических пород каледонского и герцинского этапов.

Площадное накопление плитного чехла в трансарктической геодепрессии приходится на юрско-позднемиоценовое время; минимальная мощность терригенных отложений фиксируется на подводных поднятиях (до 1 км); максимальная (более 1 км) – в рифтогенных прогибах. Правильность сейсмо-стратиграфических построений (рис. 4, а) косвенно подтверждается тем, что на полихронных графиках U-Pb возраста детритовых цирконов из голоценовых рыхлых осадков (80–780 млн лет) преобладают частотные пики продуктов выветривания мезозойских базальтоидов из мезозойского плитного чехла на хр. Ломоносова и поднятии Менделеева: 250, 150, 125 и 100 млн лет (экспедиции «Арктика-2007»

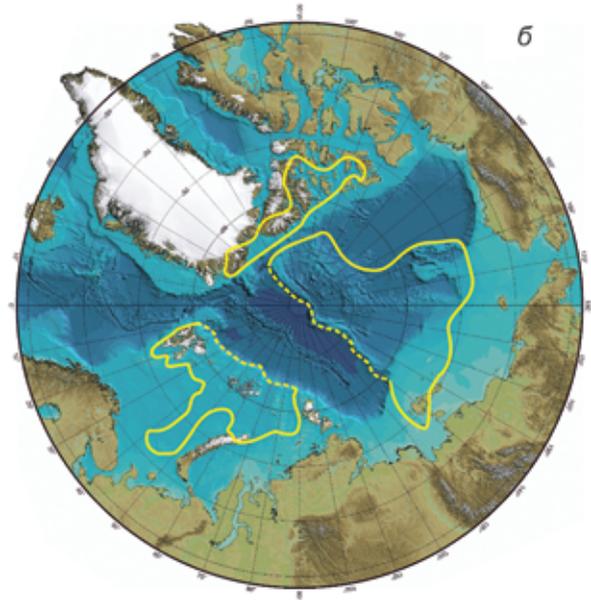
Поднятие Менделеева

Эра-тема	Система	Отдел	Состав
KZ	N	N1	[Схема 10]
		P ₁	[Схема 7]
MZ	K	K ₂	[Схема 5]
		K ₁	[Схема 8]

Поднятие Альфа

Эра-тема	Система	Отдел	Состав
KZ	N		[Схема 10]
			[Схема 7]
MZ	K	K ₂	[Схема 5]
		K ₁	[Схема 8]

а



б

Эра	Система	Мощность	Состав	Диагностика типов пород, %
KZ	N	700	[Схема 10]	К-100
		700	[Схема 10]	В-100
MZ	K	900	[Схема 8]	Т-100
		200	[Схема 8]	Т-100
PZ	P	500	[Схема 8]	К-70 Т-30
		500	[Схема 8]	К-70 Т-30
PZ	D	800	[Схема 8]	К-70 Т-30
		7	[Схема 5]	Г,Д
PR	MP	2000	[Схема 4]	М-100 Г,Д
			[Схема 4]	М-100 Г,Д
AR			[Схема 4]	М-100

Эра	Система	Мощность	Состав	Диагностика типов пород, %
KZ	N	600	[Схема 10]	К-100
		50	[Схема 10]	В-100 Т-100
MZ	K	200	[Схема 8]	Т-100
		1000	[Схема 8]	К-70 Т-30
PZ	D		[Схема 8]	К-60 Т-40 Г,Д
			[Схема 5]	Г,Д-100
PR	MP		[Схема 4]	М-100
			[Схема 4]	М-100 Г,Д
AR			[Схема 4]	М-100

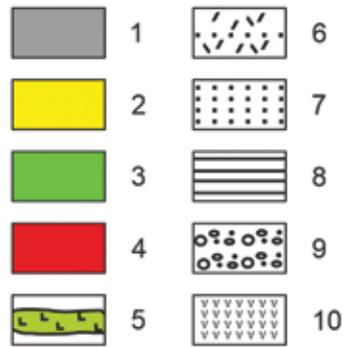


Рис. 4. Литолого-стратиграфическая схема корреляции фанерозойских терригенно-карбонатных и мел-кайнозойских вулканогенно-терригенных толщ Американо-Азиатского бассейна СЛО (а) и области геологической непрерывности распространения меловых базальтов (б). Составлена по ГК СССР м-ба 1 : 2 000 000 листы R-59-XXIV, XXX (1979); R-59-XXI, XXXII (1963); T-54-XXXI, XXXII, XXXIII; S-53-IV, V, VI; S-53-XI, XII; S-54-I, II, III; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV (1985); ГК РФ м-ба 1 : 1 000 000 лист S-53-55 – Новосибирские острова (1999) и ГК РФ м-ба 1 : 1 000 000 (новая серия) лист T-53-56 – остров Жохова (2005), а также по материалам (Геология СССР, т. 26, 1970; Э. Д. Голубева, 2009; С. П. Шокальский и др., 2016)

1–4 – группы пород: 1 – терригенные (Т), 2 – карбонатные (К), 3 – вулканогенные (В), 4 – метаморфические (М); 5–9 – типы пород: 5 – базальты, андезитобазальты, 6 – липариты и их туфы, андезидациты, 7 – пески, песчаники, алевролиты, 8 – глины, аргиллиты, глинистые сланцы, 9 – травертины, конгломераты; 10 – габбродолериты

и «Арктика-2012»). Характерной особенностью мезозойского плитного чехла является постоянное присутствие в его разрезах меловых траппов (рис. 4, а), а также синхронных им вулканитов на шельфе и архипелагах Американо-Азиатского и Баренцево-Карскоморского бассейнов (Е. А. Кораго, А. Н. Евдокимов, Н. М. Столбов, 2010). Изучение этих пород на побережье, шельфе и островах СЛО, а также драгированных и выбуренных глубоководными скважинами в Американо-Азиатском бассейне (экспедиция «Арктика-2012»), показало [14], что на дискриминационных изотопных и геохимических диаграммах их составы соответствуют континентальным вулканическим породам островов и поднятий

океанов (рис. 5, а, б), являясь производными Баренцево-Американо-Азиатского плюма. Уточненные контуры ранее намеченных (рис. 1, б) областей развития меловых основных магматических пород (рис. 4, б) хорошо коррелируются с площадью распространения мезозойского терригенного плитного чехла, залегающего на гетерогенном и гетерохронном домезозойском фундаменте (рис. 1, б). Последнее может указывать на то, что в юрско-меловое время Центрально-Арктический блок коры представлял собой сплошную внутриконтинентальную мелководную депрессию, и следовательно мезозойские вулканогенно-терригенные толщи акустического фундамента Американо-Азиатского бассейна могут

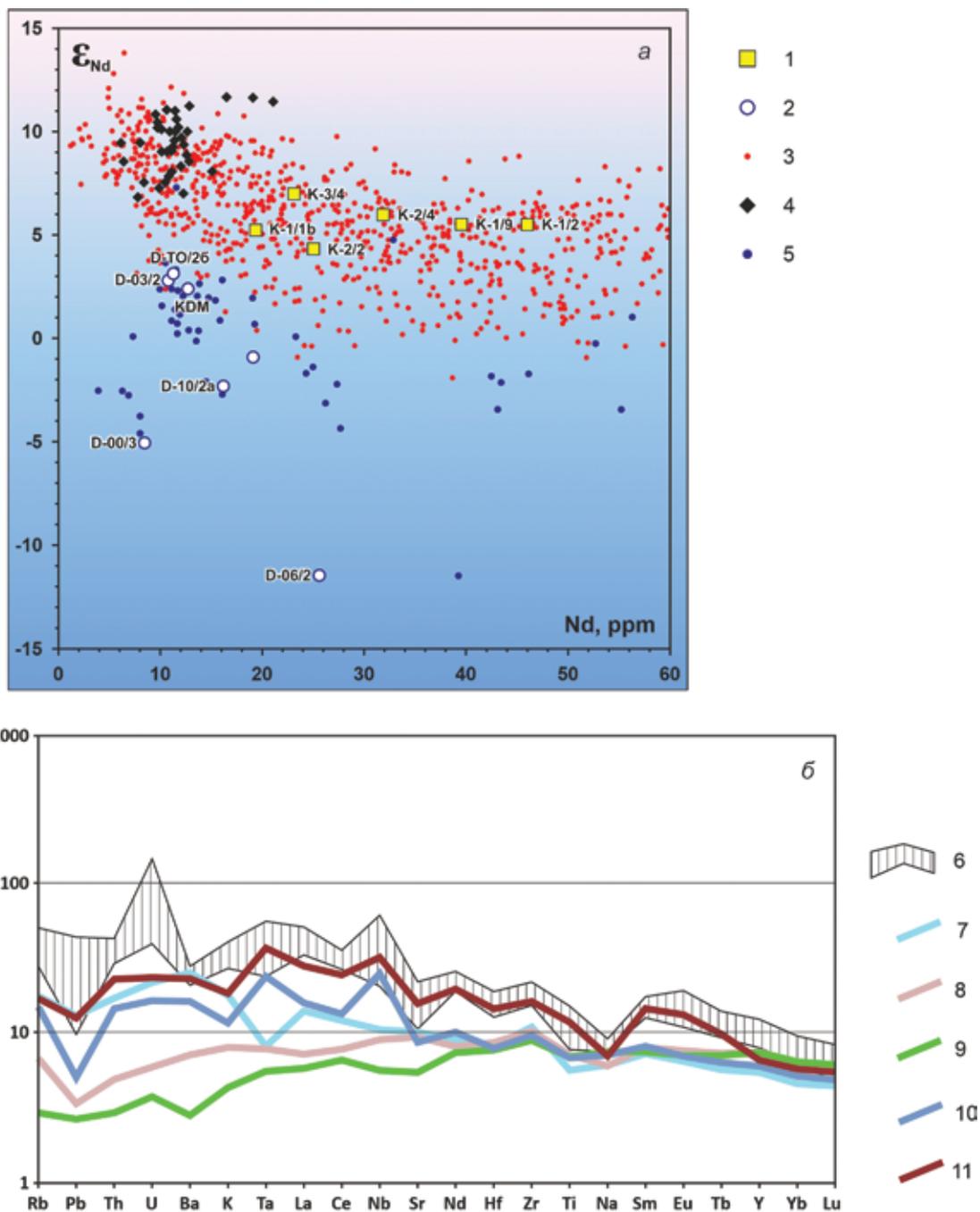


Рис. 5. Составы мезозойских основных магматических пород поднятия Менделеева на изотопной диаграмме неодама (а) и спайдер-диаграмме (б)

1 – керн скважин («Арктика-2012»); 2 – драгировки («Арктика-2012»); 3 – базальты островов и поднятий; 4 – MORB СЛО; 5, 7 – Сибирские траппы; 6 – меловые базальты с подводных поднятий СЛО; 8 – хр. Гаккеля; 9 – N-MORB; 10 – E-MORB; 11 – OIB. Анализы пород выполнены в ГЕОХИ, ИМГРЭ и ВСЕГЕИ

служить надежным геологическим репером при обосновании непрерывности его континентальной окраины в системе: прибрежная суша – шельф – глубоководные поднятия и хребты.

Кайнозой-четвертичный этап. Как известно, кардинальная структурно-тектоническая перестройка фундамента Циркумполярной Арктики связана с влиянием Атлантического глобального спредингового пояса на формирование САХ

(хребты Колбенсей – Гаккеля) и его материкового продолжения – Момского рифта (рис. 3, б, таблица). Сравнительное геохимическое изучение базальтов подводных хребтов Атлантического океана, Северной Атлантики и Евразийского бассейна СЛО (рис. 6, а) показывает, что в САХ (сегмент I) составы родоначальных расплавов относятся к спрединговой ассоциации, а Азорского поднятия – к плюмовой; в сегменте II источники расплавов хребтов Северной Атлантики и острова

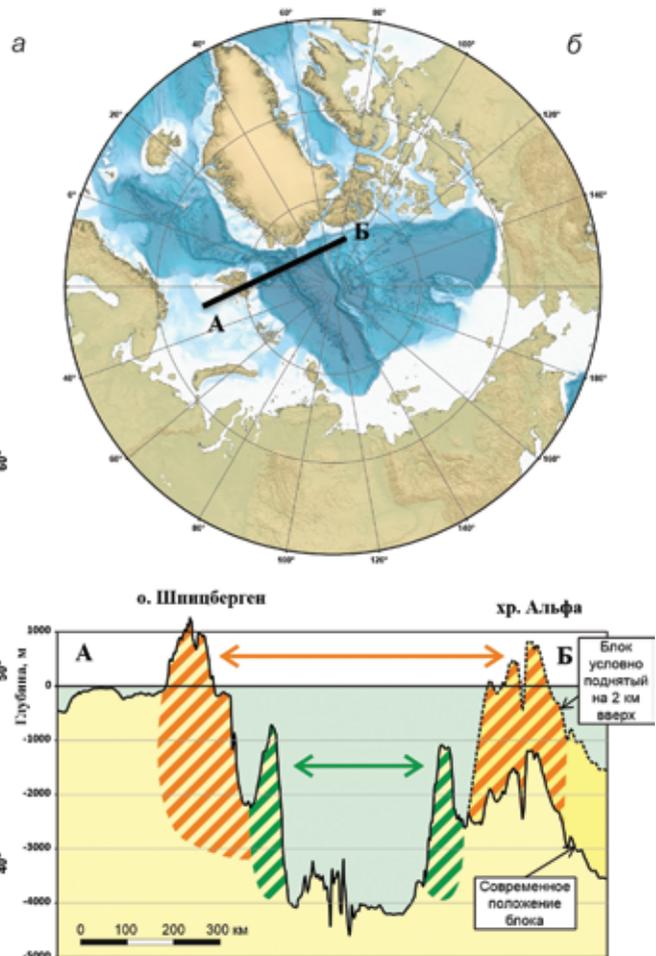
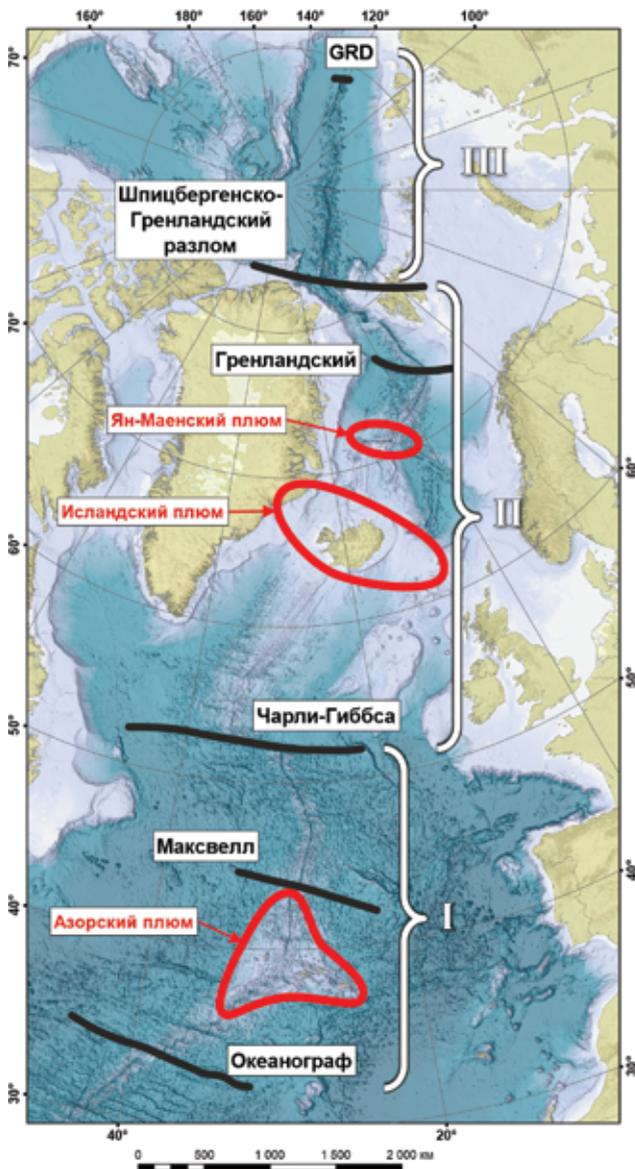


Рис. 6. Тектоно-магматическая сегментация подводных хребтов Атлантического океана, Северной Атлантики и Евразийского бассейна СЛО (а) и схема раздвига дна СЛО вдоль хр. Гаккеля (б)

Исландия соответствуют плюмовой ассоциации, а составы хребтов Книповича и Гаккеля (сегмент III) – спрединговой ассоциации (рис. 7, а). Эти отличия, по-видимому, обусловлены тем, что исследуемые рифтовые зоны, наследуя в целом первоначальную тектоническую сегментацию Атлантического глобального спредингового пояса, характеризовались неравномерностью его раскрытия и различным строением континентальной литосферы. Исследования, проведенные в Лаптевоморском бассейне (В. Л. Иванов и др., 2004), показали, что доспрединговая деструкция здесь началась в конце позднего мела с заложения внутриконтинентального Северо-Омолыйского рифтогенного грабена с последующим развитием в этой зоне разломов рифтовой системы Гаккеля: конец палеоцена – эоцен – расширение позднемелового рифтового прогиба, ранний миоцен – рост хр. Гаккеля; поздний миоцен – перемещение разломов на юг с формированием на континенте (в плиоцене) Момского рифта. Районирование современных батиметрических,

магнитометрических и сейсмических данных [22] обосновывает разделение хр. Гаккеля по 70° в. д. на Атлантический и Сибирский сегменты; аномальные характеристики последнего, в том числе реликты палеогенового бассейна, свидетельствуют, вопреки традиционному спредингу, в пользу рифтогенной модели его формирования без существенного разрастания дна. Составленная нами схема реконструкции раздвига дна СЛО вдоль западной зоны хр. Гаккеля (0°), при условном поднятии на 2 км вверх Американо-Евразийского блока (рис. 6, б), фиксирует здесь ширину раздвига до 300 км с сужением его на востоке (120° в. д.) до 50 км. Сравнительное геохимическое изучение вулканических пород САХ, Гренландско-Исландского порога, Северной Атлантики и хр. Гаккеля показывает аномальное (в 2–10 раз) обогащение K_2O и легкими РЗЭ хребтов Арктического сектора (рис. 8) [39]. Аналогичную тенденцию проявляет также и большинство других литофильных элементов (Ba, Sr, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, P) при сравнении базальтов Исландии и хр. Гаккеля

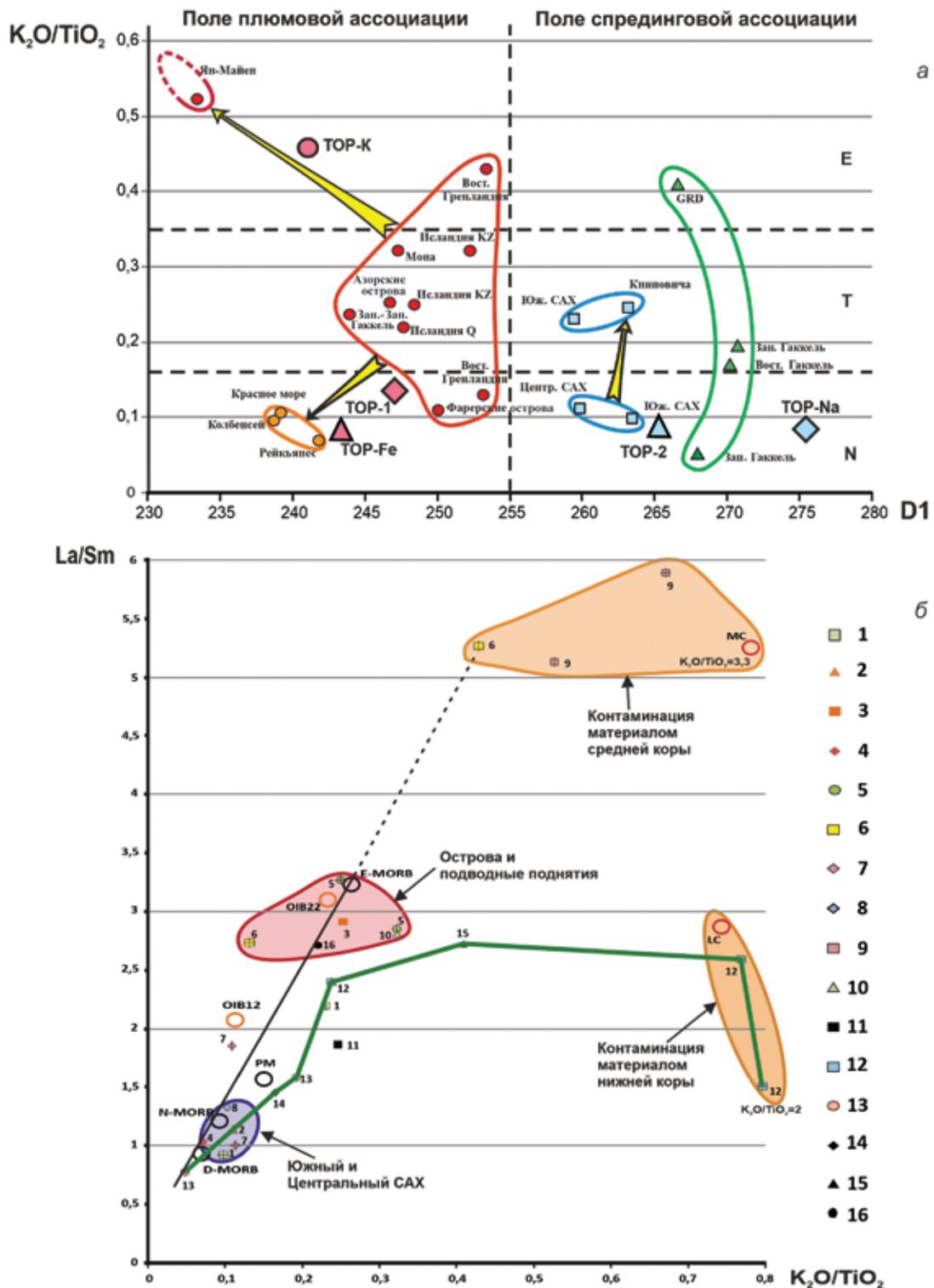


Рис. 7. Геохимические типы базальтов плюмовой и спрединговой ассоциаций подводных хребтов Атлантического океана, Северной Атлантики и Евразийского бассейна СЛО (а) и тренды обогащения их при контаминации коровым материалом (б)

Геохимические типы базальтов срединно-океанических хребтов (MORB): N – нормальные, Т – обедненные, Е – обогащенные, D – истощенные; TOP – толеиты океанических хребтов (TOP-1, TOP-Fe, TOP-K – средние составы родоначальных расплавов плюмовой ассоциации; TOP-2, TOP-Na – то же спрединговой ассоциации); D1 – дискриминанта петрохимических составов спрединговой и плюмовой ассоциаций базальтов (Л. В. Дмитриев и др., 1999, с. 457–476). Цветными линиями обозначены контуры: красной – острова и подводные поднятия, оранжевой – подводные хребты Северной Атлантики, синей – САХ, зеленой – хр. Гаккеля. Желтыми стрелками показаны тренды изменения составов расплавов; GRD – глубокий рифт Гаккеля. 1 – Южный САХ; 2 – Центральный САХ; 3 – Азорское поднятие; 4 – хр. Рейкьянес; 5 – Исландия, KZ; 6 – Восточная Гренландия; 7 – Фарерские острова; 8 – хр. Колбенсей; 9 – хр. Ян-Майен; 10 – хр. Мона; 11 – хр. Книповича; 12 – хр. Западный-Западный Гаккель; 13 – хр. Западный Гаккель; 14 – хр. Восточный Гаккель; 15 – хр. Восточный-Восточный Гаккель; 16 – Исландия, Q. Для рис. 7–9 анализы пород Исландии выполнены в ИМГРЭ, остальные – из [33]

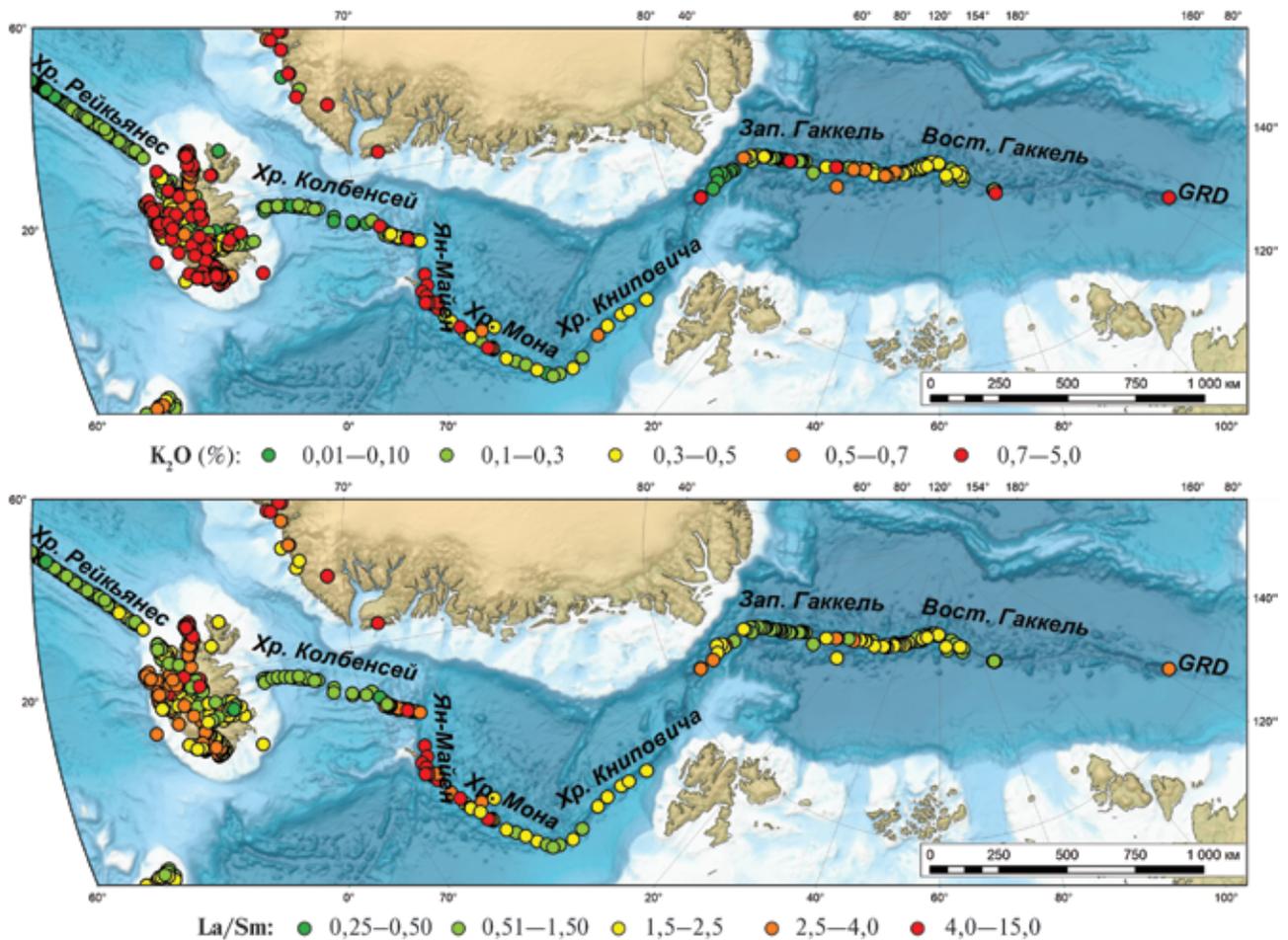


Рис. 8. Распределение K_2O и La/Sm в деплетированных и обогащенных базальтах подводных хребтов Северной Атлантики и Евразийского бассейна СЛО

с базальтами Центрального САХ и хр. Рейкьянес, указывая как на различный характер источников – глубинный плюм [26], так и на контаминацию коровым материалом (рис. 7, б, 9, а). Более наглядно эта тенденция отражена на спайдердиаграмме (рис. 9, б), где составы базальтов западной части хр. Гаккеля близки таковым N-MORB и хр. Колбенсей, тогда как в крайних точках этого хребта (на западе – Гренландско-Шпицбергенский порог, на востоке – вблизи Лаптевоморского шельфа) – E-MORB и Исландии. Голоценовые потоки базальтов вулкана Балаган-Тас в пределах Момского рифта представлены недифференцированной натровой серией щелочных базальтов, типичных для континентальных рифтов (А. Ф. Грачев, 1978). Влияние хр. Книповича на деструкцию современной континентальной коры выразилось также в формировании Баренцево-морско-Свальдбарской меридиональной системы плейстоцен-голоценовых рифтогенных желобов с субщелочными оливиновыми базальтами (Орла, Воронина, Святая Анна, Франц-Виктория и др.) (Ю. Г. Леонов, М. Д. Хуторский, 2010), а также палеоген-плиоценового Новосибирского рифт-прогиба в Восточной Арктике [9] (рис. 1, в, таблица). После раскола и раздвига Шпицбергенско-Гренландского порога (34 млн лет [28; 37])

магматические расплавы Северной Атлантики проникли в створ ранее автономного инициального рифта Гаккеля; последняя порция базальтовой расплава, зафиксированная на хр. Гаккеля вблизи его Лаптевоморского окончания, датирована в 3,65 млн лет [39].

Серия синхронных субмеридиональных рифтогенных структур выявлена также по данным МОВ-ОГТ в базальной части котловины Подводников, в том числе вдоль западного борта хр. Ломоносова (экспедиция «Шельф-2011») (О. Е. Смирнов, 2013). В прибортовой зоне этого хребта прогнозируется узкая линейная область среднересурсной нефтегазоносности (рис. 1, г). Проведенные нами ранее (А. А. Кременецкий, А. Г. Пилицын, 2013) морфоструктурное районирование рельефа дна и анализ гравимагнитных неоднородностей акустического фундамента котловины Подводников позволили здесь также наметить рифтогенную зону и соответствующий контур площади, благоприятной для локализации нефтегазовых залежей в многокилометровой толще осадочного чехла. Нефтегазоносность кайнозойского разреза осадочного чехла Южно-Шпицбергенского шельфа подтверждается лишь косвенно по сейсмическим данным и нефтегазопроявлениям в глубоководных скважинах

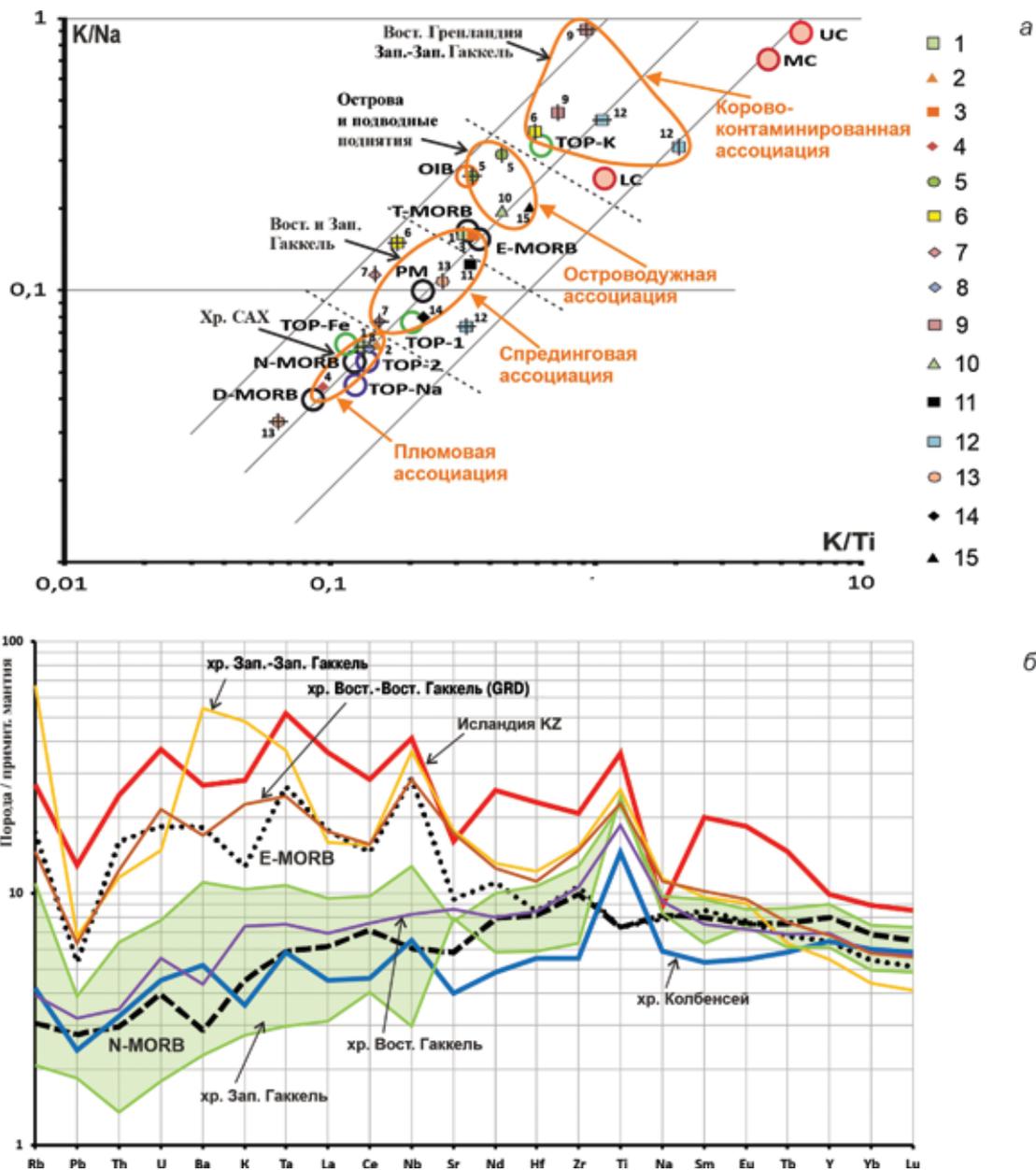


Рис. 9. Дискриминация петрохимических типов базальтов САХ и Евразийского бассейна СЛО при магматической дифференциации и контаминации коровым материалом (а) и спайдер-диаграмма базальтов хр. Гаккеля (б)

1 – Южный САХ; 2 – Центральный САХ; 3 – Азорское поднятие; 4 – хр. Рейкьянес; 5 – Исландия; 6 – Восточная Гренландия; 7 – Фарерские острова; 8 – хр. Колбенсей; 9 – хр. Ян-Майен; 10 – хр. Мона; 11 – хр. Книповича; 12 – хр. Западный-Западный Гаккель; 13 – хр. Западный Гаккель; 14 – хр. Восточный Гаккель; 15 – хр. Восточный-Восточный Гаккель. TOP-1, TOP-2, TOP-Fe, TOP-Na, TOP-K – толеиты океанических рифтов по [26]; PM – примитивная мантия; коры: LC – нижняя, MC – средняя, UC – верхняя; на рис. б: пунктирная линия – N-MORB, точечная – E-MORB (см. рис. 7)

Северной Атлантики; связывается с возможными зонами ловушек неструктурного типа [29].

В целом же связь кайнозой-четвертичного рифтогенеза с нефтегазоносностью скорее отрицательная, поскольку прогнозируемый по периметру Евразийского бассейна нефтегазовый ареал (рис. 1, з) [18; 31] является, вероятнее всего, следствием тектонической деструкции и локального перераспределения нефтяных и особенно газовых залежей из палеозой-мезозойских рифтогенных систем в антиклинальные кайнозойские поднятия (рис. 1, в, г, таблица). Некоторое влияние на этот

процесс может продолжать оказывать современная сейсмоактивность Евразийского бассейна, а также землетрясения вдоль хребтов Книповича и Гаккеля, особенно вблизи Шпицбергена.

Из представленной модели структурно-тектонической эволюции Циркумполярной Арктики следует:

1. Докембрийский фундамент исследуемой территории представляет собой единый фрагмент сиалической пртокоры, первичная латеральная дифференциация которой обусловила

формирование здесь известных кратонов и межкратонной трансарктической геодепрессии с маломощной (30–20 км) корой (Амеразийский и Баренцевоморский бассейны). Прослежена пространственно-временная унаследованность всех базовых структурно-тектонических таксонов докембрийского фундамента с соответствующими трансформациями и реоморфизмом на докембрийском, мезозойском и кайнозой-четвертичном этапах эволюции Циркумполярной Арктики. Процесс унаследованного геологического развития исследуемого сегмента континентальной коры фиксируется также в разрезах крупных рифтогенных структур, содержащих нередко набор пород от неопротерозоя до верхнего мела.

2. Литолого-стратиграфическая корреляция и геохимическое изучение пород мезозойского вулканогенно-терригенного комплекса, выполняющего трансарктическую геодепрессию, указывают на их формирование в условиях внутриконтинентального мелководного бассейна, что позволяет рассматривать мезозойский вулканогенно-терригенный плитный чехол акустического фундамента Амеразийского бассейна в качестве надежного репера при обосновании непрерывности его континентальной окраины в системе: прибрежная суша – шельф – архипелаги островов – глубоководные поднятия и хребты. Наглядным примером непрерывности российской континентальной окраины в область Центрально-Арктических поднятий служит районирование площадей распространения меловых базальтов в акустическом фундаменте и на архипелагах бассейна СЛО.

3. Охарактеризованы главные группы рифтовых систем Циркумполярной Арктики. Первые четыре ориентированы в Баренцевоморско-Бофортморском направлении: три из них представлены внутриконтинентальными рифейскими, девонскими и пермо-триасовыми рифтами; четвертая юрско-меловая группа континентальных рифтов пространственно связана и корреспондируется с северным звеном замыкания Восточно-Тихоокеанского глобального спредингового пояса. Пятый трансарктический рифтогенный пояс сопряжен с заключительной стадией формирования глобальной Арктико-Атлантической области раздвига, ориентированного в Норвежскоморско-Лаптевоморском направлении. Он представлен кайнозой-четвертичным инициальным континентальным рифтом хр. Гаккеля, испытавшим в миоцене частичное влияние магматических расплавов Северной Атлантики, а в плиоцене продолжился на континенте Момским рифтом.

4. Обосновывается существенный (не менее 30 %) вклад разновозрастных рифтогенных структур в суммарный существующий и прогнозный потенциал нефтегазоносности Циркумполярной Арктики. При этом минимальная его доля приходится на рифейские рифты (нефтегазопроявления), максимальная – палеозойские и умеренная – мезозой-кайнозойские рифтовые

системы (рис. 1, 2, таблица). Роль рифтогенеза в обеспечении нефтегазоносности определяется длительной тектонической активностью этих структур, наследованием более древних авлакогенов и грабен-рифтов, устойчивым погружением в мезозой-кайнозой, коротким периодом накопления мощного надрифтового плитного чехла, а также повышенным тепловым режимом и подтоком глубинных флюидов. Тесная пространственно-генетическая связь осадочных бассейнов с подстилающими их рифтогенными структурами, а также контролируемые ими региональными зонами разрывных нарушений позволяет использовать эту зависимость как один из критериев прогноза и поисков нефтегазовых залежей на арктическом шельфе и в Амеразийском бассейне СЛО. Традиционные для российского сектора Арктики рудные провинции (Ni, Cu, МПГ, редкие и редкоземельные металлы и др.) контролируются преимущественно верхнепалеозой-мезозойскими рифтами, а Au, Ag и Sn – региональными тектоническими зонами в областях киммерийской складчатости Яно-Чукотско-Аляскинского геоблока коры.

5. Повсеместная сохранность в Циркумполярной Арктике фрагментов сиалической континентальной коры, отсутствие в области перехода континент – океан глубоководных желобов, аккреционных призм и островных дуг, широкомасштабное проявление внутриконтинентального рифтогенеза, в том числе переходного и инициального типов, связанных с поздними стадиями развития Восточно-Тихоокеанского и Северно-Атлантического глобальных спрединговых поясов, значительная мощность (до 15 км) надрифтового осадочного чехла в неопротерозой-палеозойских авлакогенах и более 5 км – в мезозой-кайнозойских впадинах и, наконец, относительно малые размеры современных глубоководных впадин – все это хорошо согласуется с ключевым положением геосторической модели развития современных океанов земли И. С. Грамберга [5] о ранней стадии образования СЛО и, как следствие, его уникальном минерагеническом потенциале.

Авторы выражают благодарность В. Р. Ветрину, И. Ф. Глумову, А. В. Гушину, П. Н. Граменицкой и С. П. Шокальскому за участие в подготовке материалов и научные консультации, а также рецензенту П. В. Реканту, конструктивные замечания и рекомендации которого способствовали улучшению качества работы.

1. Аветисов Г. П. Сейсмоактивные зоны Арктики. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. – 185 с.

2. Богданов Н. А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. – 2004. – № 3. – С. 13–30.

3. Богоявленский В. И. Перспективы нефтегазоносности Канадской глубоководной котловины и сопредельных акваторий Северного Ледовитого океана / В. И. Богоявленский, И. В. Богоявленский, Р. А. Никонов,

И. Л. Шустер // Арктика: экология и экономика. – 2015. № 4 (20). – С. 61–69.

4. Верниковский В. А. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики / В. А. Верниковский, Н. Л. Добрецов, Д. В. Метелкин, Н. Ю. Матушкин, И. Ю. Кулаков // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 8. – С. 1083–1107.

5. Грамберг И. С. Сравнительная геология и минералогия океанов и их континентальных окраин с позиции стадийного развития океанов // Геотектоника. – 2001. – № 6. – С. 3–19.

6. Дубинин Е. П., Сушевская Н. М., Грохальский А. М. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Российский журнал наук о Земле. – 1999. – Т. 1, № 5. – С. 423–435.

7. Карасик А. М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение хребта Гаккеля Северного Ледовитого океана // Геофизические методы разведки в Арктике. – Л.: НИИГА, 1968. – Вып. 5. – С. 9–12.

8. Конторович А. Э. Геология, ресурсы углеводородов шельфов Арктических морен России и перспективы их освоения / А. Э. Конторович, М. И. Эпов, Л. М. Бурштейн, В. Д. Каминский, А. Р. Курчиков, Н. А. Малышев, О. М. Прищепа, А. Ф. Сафронов, А. В. Ступакова, О. И. Супруненко // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 1. – С. 7–17.

9. Косько М. К. Геологическое строение и история развития Восточносибирско-Чукотского бассейна / М. К. Косько, Б. И. Ким, Е. А. Кораго, А. Л. Пискарев-Васильев // Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Кн. I: Арктические моря. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 341–374.

10. Кременецкий А. А. Арктида. 3-е изд. – М.: ИМГРЭ, 2016. – 306 с.

11. Кременецкий А. А., Алексеева А. К., Диденко М. И. Прогноз нефтегазоносности Западной Сибири по данным глубинных геолого-геофизических исследований // Разведка и охрана недр. – 2002. – № 5. – С. 73–80.

12. Кременецкий А. А. Источники вещества магматических пород глубоководного ложа Северного Ледовитого океана и Центральной Атлантики по данным U–Pb-возраста, изотопии Hf и геохимии РЗЭ цирконов / А. А. Кременецкий, Н. А. Громалова, С. Г. Сколотнев, О. Г. Шулягин, Е. А. Белоусова // Докл. РАН. – 2018. – Т. 481, № 2. – С. 169–173.

13. Кременецкий А. А., Гусев Г. С. Оценка минералогического потенциала рифтогенных комплексов и осадочного чехла Восточно-Европейской платформы методами поисковой геохимии // Отечественная геология. – 1999. – № 3. – С. 19–27.

14. Кременецкий А. А. Источники вещества магматических пород поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) по изотопно-геохимическим данным / А. А. Кременецкий, Ю. А. Костицын, А. Ф. Морозов, П. В. Рекант // Геохимия. – 2015. – № 6. – С. 487–500.

15. Кременецкий А. А. Геохимическое картирование Циркумполярной Арктики: научная парадигма, технология, предварительные результаты / А. А. Кременецкий, А. Ф. Морозов, А. Г. Пилицын, С. М. Бескин, Т. Н. Полякова, Е. Д. Мильштейн // Разведка и охрана недр. – 2015. – № 6. – С. 8–21.

16. Милановский Е. Е. Рифтогенез и его роль в развитии Земли // Соровский образовательный журнал. – 1999. – № 8. – С. 60–70.

17. Морозов А. Ф., Петров О. В., Шокальский С. П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 53. – С. 34–55.

18. Нефть и природный газ Арктики [Электронный ресурс] // Geoalliance: [сайт]. – URL: <http://geoalliance.ru/neft-i-prirodny-j-gaz-arktiki/013> (дата обращения: 24.07.2020).

19. Никишин А. М., Малышев Н. А., Петров Е. И. Основные проблемы строения и истории геологического развития Арктического океана // Вестник Российской академии наук. – 2020. – Т. 90, № 5. – С. 434–446.

20. Погребницкий Ю. Е. Геодинамическое районирование // Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Кн. I: Арктические моря. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 112–118.

21. Пушаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. – 1976. – № 2–3. – С. 3–14.

22. Рекант П. В., Гусев Е. А. Структура и история формирования осадочного чехла рифтовой зоны хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 9. – С. 1634–1640.

23. Рябухин Г. Е., Байбакова Г. А. Формирование и нефтегазоносность осадочных бассейнов в связи с рифтогенезом // Геология нефти и газа. – 1994. – № 5. – С. 3–7.

24. Соколов С. Д. Тектоника Южно-Анжуйской сутуры (Северо-Восток Азии) / С. Д. Соколов, М. И. Тучкова, А. В. Ганелин, Г. Е. Бондаренко, П. Лейер // Геотектоника. – 2015. – № 1. – С. 5–30.

25. Ступакова А. В. Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий // Геология нефти и газа. – 2011. – № 6. – С. 99–115.

26. Сушевская Н. М. Магматизм хребтов Мона и Книповича – спрединговых зон полярной Атлантики / Н. М. Сушевская, Т. И. Цехоня, Н. Н. Кононкова, Г. А. Черкашов, Ю. А. Богданов, Б. В. Беляцкий // Российский журнал наук о Земле. – 2000. – Т. 2, № 3. – С. 1–19.

27. Тектоническая карта Арктики / под ред. О. В. Петрова и М. Пубелье. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. – 72 с.

28. Трухалев А. И., Погребницкий Ю. Е., Нарышкин Т. Д. Система трансформных разломов Шпицбергенско-Гренландского региона // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. – С. 130–135. (Труды ВНИИОкеангеология, т. 210, вып. 6).

29. Шлыкова В. В. Сейсмостратиграфическая характеристика осадочного чехла Южно-Шпицбергенского шельфа и перспективы нефтегазоносности / В. В. Шлыкова, Г. С. Казанин, С. П. Павлов, А. В. Ступакова, П. О. Гольничик, П. А. Сафронова // Разведка и охрана недр. – 2008. – № 8. – С. 39–44.

30. Dosso N. et al. Additional evidence of existence of ancient rocks in MAR (31–41°N) // Earth and Planetary Science Letters. – 1999. – N 170. – Pp. 171–176.

31. Gautier D. L., Bird K. J., Charpentier R. R. et al. Chapter 9. Oil and gas resource potential north of the Arctic Circle // Arctic Petroleum Geology. Geological Society. – London, 2011. Mem. 35. – Pp. 151–161.

32. Grantz A., May S. D., Taylor P. T., Lowver L. A. Canada basin // The Geology of North America. The Arctic Ocean Region. – Geol. Soc. Am., Boulder, Colo., 1990. – Vol. L. – Pp. 257–288.

33. Lehnert K., Su Y., Langmuir C. et al. A global geochemical database structure for rocks // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2000. – Vol. 1, doi: 10.1029/1999GC000026

34. Miller E. L., Soloviev A. V., Prokopyev F. V. et al. Triassic river systems and paleo-Pacific margin of northwestern Pangea // Gondwana Research. – 2013. – Vol. 23. – Pp. 1631–1645.

35. Oakey G. N., Stephenson R. Crustal structure of the Innuition region of Arctic Canada and Greenland from gravity modelling: implication for the Paleogene Eurekan orogeny // Geophysical Journal International. – 2008. – Vol. 173. – Pp. 1039–1063.

36. Ozima M. et al. Additional evidence of the existence of ancient rocks in the Mid-Atlantic Ridge and the age of the opening Atlantic // *Tectonophysics*. – 1976. – Vol. 31, N 1/2. – Pp. 59–71.
37. Piepjohn K., Gosen W. von, Tessensohn F. The Eureka deformation in the Arctic: an outline // *Journal of the Geological Society*. – 2016. – Vol. 173, N 6. – Pp. 1007–1024.
38. Weber J. R., Sweeney J. F. Ridges and basins in the Central Arctic Ocean // *The Geology of North America. The Arctic Ocean Region*. – Geol. Soc. Am., Boulder, Colo., 1990. Vol. L. – Pp. 305–336.
39. Wilfried J., O'Connor J., Hauff F. et al. Ultraslow spreading and volcanism at the eastern end of Gakkel Ridge Arctic Ocean // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2019. – Vol. 20, Iss. 12. – Pp. 6033–6050.
-
1. Avetisov G. P. Seismoaktivnyye zony Arktiki [Seismoactive zones of the Arctic]. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 1996. 185 p.
2. Bogdanov N. A. Tectonics of the Arctic Ocean. *Geotektonika*. 2004. No 3, pp. 13–30. (In Russian).
3. Bogoyavlenskii V. I., Bogoyavlenskii I. V., Nikonov R. A., Shuster I. L. Prospects of oil-and-gas potential of the Canadian deep-water basin and adjacent waters of the Arctic Ocean. *Arktika: ekologiya i ekonomika*. 2015. No 4 (20), pp. 61–69. (In Russian).
4. Vernikovskiy V. A., Dobretsov N. L., Metelkin D. V., Matushkin N. Yu., Kulakov I. Yu. Problems of tectonics and tectonic evolution of the Arctic. *Geologiya i geofizika*. 2013. Vol. 54. No 8, pp. 1083–1107. (In Russian).
5. Gramberg I. S. Comparative geology and mineralogy of the oceans and their continental margins from the position of stage development of the oceans. *Geotektonika*. 2001. No 6, pp. 3–19. (In Russian).
6. Dubinin E. P., Sushchevskaya N. M., Grokhal'skiy A. M. Evolution of the South Atlantic spreading ridges and spatio-temporal position of the Bouvet triple connection. *Rossiyskiy zhurnal nauk o Zemle*. 1999. Vol. 1. No 5, pp. 423–435. (In Russian).
7. Karasik A. M. Magnetic anomalies of the Gakkel Ridge and origin of the Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Geophysical exploration in the Arctic*. Leningrad: NIIGA Publishers. 1968. Iss. 5. Pp. 9–12. (In Russian).
8. Kontorovich A. Je., Eпов M. I., Burshteyn L. M., Kaminskiy V. D., Kurchikov A. R., Malyshev N. A., Prishchepa O. M., Safronov A. F., Stupakova A. V., Suprunenko O. I. Geology, hydrocarbon resources of the shelves of the Arctic moraines of Russia and the prospects for their development. *Geologiya i geofizika*. 2010. Vol. 51. No 1, pp. 7–17. (In Russian).
9. Kos'ko M. K., Kim B. I., Korago E. A., Piskarev-Vasil'ev A. L. Geological structure and history of development of the East Siberian-Chukchi basin. *Geology and mineral commodities of Russia*. Vol. 5. Iss. 1: Arctic seas. St. Petersburg: VSEGEI Publishers. 2004. Pp. 341–374. (In Russian).
10. Kremenetskiy A. A. Arktida [Arctida]. Moscow: IMGRE. 2016. 306 p.
11. Kremenetskiy A. A., Alekseeva A. K., Didenko M. I. Forecast of oil and gas content in Western Siberia from the data of deep geological and geophysical research. *Razvedka i ohrana nedr*. 2002. No 5, pp. 73–80. (In Russian).
12. Kremenetskiy A. A., Gromalova N. A., Skolotnev S. G., Shulyatin O. G., Belousova E. A. Sources of material of igneous rocks of the deep-sea bed of the Arctic Ocean and Central Atlantic according to the U-Pb age, Hf isotopy and REE geochemistry of zircons. *Dokl. RAN*. 2018. Vol. 481. No 2, pp. 169–173. (In Russian).
13. Kremenetskiy A. A., Gusev G. S. Estimation of the mineragenic potential of riftogenic complexes and sedimentary cover of the East European platform by methods of prospecting geochemistry. *Otechestvennaya geologiya*. 1999. No 3, pp. 19–27. (In Russian).
14. Kremenetskiy A. A., Kostitsyn Ju. A., Morozov A. F., Rekant P. V. Sources of matter of igneous rocks of the Mendeleev Rise (the Arctic Ocean) according to isotope-geochemical data. *Geokhimiya*. 2015. No 6, pp. 487–500. (In Russian).
15. Kremenetskiy A. A., Morozov A. F., Pilityn A. G., Beskin S. M., Polyakova T. N., Mil'shteyn E. D. Geochemical mapping of the Circumpolar Arctic: scientific paradigm, technology, preliminary results. *Razvedka i ohrana nedr*. 2015. No 6, pp. 8–21. (In Russian).
16. Milanovskiy E. E. Riftogenesis and its role in the development of the Earth. *Sorovskiy obrazovatel'nyy zhurnal*. 1999. No 8, pp. 60–70. (In Russian).
17. Morozov A. F., Petrov O. V., Shokal'skiy C. P. i dr. New geological data substantiating the continental nature of the region of the Central Arctic Uplifts. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2013. No 53, pp. 34–55. (In Russian).
18. Oil and natural gas of the Arctic [Elektronnyj resurs]. *Geoalliance: [sajt]*. URL: <http://geoalliance.ru/neft-i-prirodny-j-gaz-arktiki/013> (24.07.2020).
19. Nikishin A. M., Malyshev N. A., Petrov E. I. Basic problems of the structure and history of geological development of the Arctic Ocean. *Vestnik Rossiyskoy Akademii nauk*. 2020. Vol. 90. No 5, pp. 434–446. (In Russian).
20. Pogrebitskiy Yu. E. Geodynamic zoning. *Geology and useful minerals of Russia. Vol. 5. Book 1: Arctic seas*. St. Petersburg: Izd-vo VSEGEI. 2004. Pp. 112–118. (In Russian).
21. Pushcharovskiy Yu. M. Tectonics of the Arctic Ocean. *Geotektonika*. 1976. No 2–3, pp. 3–14. (In Russian).
22. Rekant P. V., Gusev E. A. The structure and history of the formation of the sedimentary cover of the rift zone of the Gakkel Ridge (Arctic Ocean). *Geologiya i geofizika*. 2016. Vol. 57. No 9, pp. 1634–1640. (In Russian).
23. Ryabukhin G. E., Baybakova G. A. Formation and oil and gas content of sedimentary basins in connection with rifting. *Geologiya nefii i gaza*. 1994. No 5, pp. 3–7. (In Russian).
24. Sokolov S. D., Tuchkova M. I., Ganelin A. V., Bondarenko G. E., Leyer P. Tectonics of the South Anyui Suture (Northeast Asia). *Geotektonika*. 2015. No 1, pp. 5–30. (In Russian).
25. Stupakova A. V. Structure and oil and gas content of the Barents-Kara shelf and adjacent. *Geologiya nefii i gaza*. 2011. No 6, pp. 99–115. (In Russian).
26. Sushchevskaya H. M., Tsekhonya T. I., Kononkova N. N., Cherkashov G. A., Bogdanov Yu. A., Belyatskiy B. V. Magmatism of the Mona and Knipovich Ridges – spreading zones of the polar Atlantic. *Rossiyskiy zhurnal nauk o Zemle*. 2000. Vol. 2. No 3, pp. 1–19. (In Russian).
27. Tektonicheskaya karta Arktiki [Tectonic map of the Arctic]. Ed. by O. V. Petrov, M. Pubel'e. St. Petersburg: VSEGEI. 2019. 72 p.
28. Truhalev A. I., Pogrebitskiy Yu. E., Naryshkin T. D. The system of transcrustal faults in the Svalbard-Greenland region. *Geological and geophysical characteristics of the lithosphere of the Arctic region*. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 2006. Pp. 130–135. (In Russian).
29. Shlykova V. V., Kazanin G. S., Pavlov S. P., Stupakova A. V., Golynchik P. O., Safronova P. A. Seismostratigraphic characteristics of the sedimentary cover of the South Spitsbergen shelf and the prospects for oil and gas potential. *Razvedka i ohrana nedr*. 2008. No 8, pp. 39–44. (In Russian).
30. Dosso, N. et al. 1999: Additional evidence of existence of ancient rocks in MAR (31–41°N). *Earth and Planetary Science Letters*. 170. 171–176.
31. Gautier, D. L., Bird, K. J., Charpentier, R. R. et al. 2011: Chapter 9. Oil and gas resource potential north of the

Arctic Circle. *Arctic Petroleum Geology. Geological Society, London. Memoirs.* 35. 51–161.

32. Grantz, A., May, S. D., Taylor, P. T., Lowver, L. A. 1990: Canada basin. *The Geology of North America. The Arctic Ocean Region. Geol. Soc. Am., Boulder, Colo.* L. 257–288.

33. Lehnert, K., Su, Y., Langmuir, C. et al. 2000: A global geochemical database structure for rocks. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 1, doi: 10.1029/1999GC000026

34. Miller, E. L., Soloviev, A. V., Prokopyev, F. V. et al. 2013: Triassic river systems and paleo-Pacific margin of northwestern Pangea. *Gondwana Research.* 23. 1631–1645.

35. Oakey, G. N., Stephenson, R. 2008: Crustal structure of the Innuitian region of Arctic Canada and Greenland from gravity modelling: implication for the Paleogene Eurekan orogeny. *Geophysical Journal International.* 173. 1039–1063.

36. Ozima, M. et al. 1976: Additional evidence of the existence of ancient rocks in the Mid-Atlantic Ridge and the age of the opening Atlantic. *Tectonophysics.* 31. 1/2. 59–71.

37. Piepjohn, K., Gosen, W. von, Tessensohn, F. 2016: The Eurekan deformation in the Arctic: an outline. *Journal of the Geological Society.* 173. 6. 1007–1024.

38. Weber, J. R., Sweeney, J. F. 1990: Ridges and basins in the Central Arctic Ocean. *The Geology of North America. The Arctic Ocean Region. Geol. Soc. Am., Boulder, Colo.* L. 305–336.

39. Wilfried, J., O'Connor, J., Hauff, F. et al. 2019: Ultraslow spreading and volcanism at the eastern end of Gakkel Ridge Arctic Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 20. 12. 6033–6050.

Кременецкий Александр Александрович – доктор геол.-минерал. наук, советник ген. директора, ИМГРЭ¹. <nauka@imgre.ru>

Пилицын Алексей Гаврилович – зав. отделом, ИМГРЭ¹. <allexpil@yandex.ru>

Веремеева Людмила Ивановна – канд. геол.-минерал. наук, зав. сектором, ИМГРЭ¹. <verli@yandex.ru>

Морозов Андрей Федорович – канд. геол.-минерал. наук, зам. руководителя, Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра). Большая Грузинская ул., 4/6, стр. 1, Москва, 125993, Россия. <rosnedra@rosnedra.com>

Петров Олег Владимирович – доктор геол.-минерал. наук, доктор экон. наук, ген. директор, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <vsegei@vsegei.ru>

Петров Евгений Игнатьевич – советник министра, Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации (МПР РФ). Большая Грузинская ул., 4/6, стр. 1, Москва, 125993, Россия. <ep4813102@gmail.com>

Kremenetskiy Aleksandr Aleksandrovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Adviser to the Director General, IMGRE¹. <nauka@imgre.ru>.

Pilitsyn Aleksey Gavrillovich – Head of Department, IMGRE¹. <allexpil@yandex.ru>

Veremeeva Lyudmila Ivanovna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Sector, IMGRE¹. <verli@yandex.ru>

Morozov Andrey Fedorovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Deputy Head, Federal Agency for Mineral Resources (Rosnedra). 4/6 Bol'shaya Gruzinskaya, ctr. 1, Moscow, 125993, Russia. <rosnedra@rosnedra.com>

Petrov Oleg Vladimirovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Doctor Economic Sciences, Director General, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia. <vsegei@vsegei.ru>

Petrov Evgeniy Ignat'evich – Adviser to the Minister, Ministry of Natural Resources and Environment of the Russian Federation (MNR RF). 4/6 Bol'shaya Gruzinskaya, ctr. 1, Moscow, 125993, Russia. <ep4813102@gmail.com>

¹ Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ). Ул. Вересаева, 15, Москва, 121357, Россия. Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements (IMGRE). 15 Ul. Veresaeva, Moscow, 121357, Russia.