

УДК 551.2.03: 551.248

ВЛИЯНИЕ ВЕРХНЕМАНТИЙНОЙ КОНВЕКТИВНОЙ ЯЧЕЙКИ И СВЯЗАННОЙ С НЕЙ СУБДУКЦИИ ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ НА ТЕКТОНИКУ АРКТИКИ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ–КАЙНОЗОЕ

М.В. Кононов^{1,*}, Л.И. Лобковский^{1,2}

¹Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, Москва, Нахимовский просп., д. 36

²Московский физико-технический институт, 141701, Московская обл., Долгопрудный, Научный пер., д.4

*e.mail: mvkononov@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.05.2019г.; после исправления 1.08.2019г.; принята в печать 24.09.2019г.

В статье рассматривается история спрединга Евразийского бассейна. Отмечено резкое замедление скорости спрединга в эоцене около 46 млн лет назад, которое фиксируется по распределению линейных магнитных аномалий. Этот скачок скорости объясняется нами с позиции геодинамической модели, но не северным движением о. Гренландия. Геодинамические процессы Тихоокеанской зоны субдукции генерируют верхнемантийную конвективную ячейку с возвратным потоком, волокущим арктическую континентальную литосферу в направлении Тихоокеанской зоны субдукции. Геодинамический механизм подтвержден сейсмотомографическими мантийными разрезами северо-восточной окраины Азии и численной моделью конвекции верхней мантии активной континентальной окраины. Именно активность верхнемантийной конвективной возвратной ячейки, которая определяется объемом стока и, в конечном счете, — скоростью и направлениями векторов субдукции, литосферного вещества плит Кула и Тихоокеанская в зоне субдукции — влияет на тектонику и кинематику плит Евразийского бассейна. В интервале средний мел–средний эоцен и на протяжении около 73 млн лет возвратная ячейка активна, поскольку плиты Кула и Тихоокеанская движутся на север и погружаются ортогонально под Центральную Арктику. После среднеэоценовой геодинамической перестройки около 47.5 млн лет назад океанические плиты в Тихом океане начинают двигаться на северо-запад. В результате практически прекратилось перемещение океанического Тихоокеанского литосферного вещества в арктическую конвективную возвратную ячейку. После перестройки спрединг Евразийского бассейна замедлился около 46 млн лет назад до ультрамедленного режима. Рассмотрены основные тектонические и геодинамические следствия применения предлагаемой геодинамической модели для Арктики в позднем мелу–кайнозое.

Ключевые слова: Мировой океан, Северный Ледовитый океан, геодинамическая модель, геодинамика, тектоника деформируемых литосферных плит, тектоника Арктики, плюмы, конвективная возвратная ячейка

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019627-45>

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие авторы статьи активно развивают геодинамическую модель тектонической эволюции Арктики [11, 12, 16, 17, 64]. Хотя и существует огромное количество тектонических моделей развития Северного Ледовитого океана, все они являются только геометрическими и кинематическими построениями без анализа сил, приводящих к перемещениям литосферы [4, 5, 7, 10, 15, 25, 27, 48, 50, 53, 58, 60–61, 66, 70, 78]. Предлагаемая нами геодинамическая модель эволюции Арктики отличается тем, что исходит из рассмотрения реальных сил, движущих литосферные плиты и блоки, и опирается на численное моделирование верхнемантийной конвекции, сопряженной с процессом субдукции литосферы.

Наша модель подтверждается современными сейсмотомографическими исследованиями субдукционных зон Северо-Восточной и Восточной Азии. На сейсмотомографических разрезах через эти глубоководные желоба холодное океаническое литосферное вещество сначала наклонно погружается в зону субдукции, потом, достигая переходной зоны между верхней и нижней мантией, меняет направление своего движения и далее переходит в протяженный горизонтальный слой, который распространяется на расстояния более, чем две тысячи километров под Евразийский континент [9, 95]. Гидродинамическая интерпретация этих разрезов указывает на развитие ячейки верхнемантийной конвекции, нижняя горизонтальная ветвь которой течет под континент вдоль переходной зоны между нижней и верхней мантией, а верхняя ветвь об-

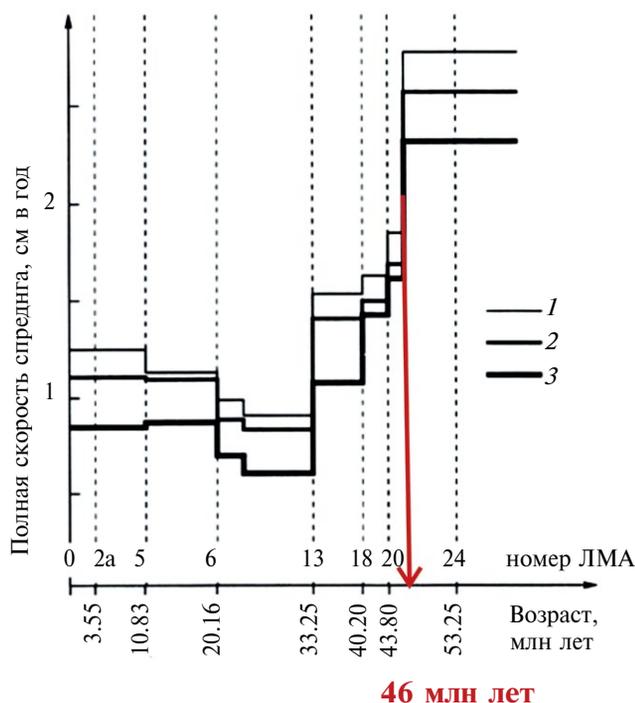


Рис. 1. Резкое изменение скорости спрединга на хребте Гаккеля около 46 млн лет назад (по данным [6], с дополнениями).

1–3 – графики изменения средней полной скорости спрединга Евразийского бассейна в его частях: 1 – западной, 2 – центральной, 3 – восточной

разует возвратный поток вещества под литосферой в сторону Тихоокеанской зоны субдукции [16, 17]. Разработанная нами геодинамическая модель верхнемантийной конвекции объясняет:

- отодвигание (откат) зон субдукции вместе с островными дугами от края материка и образование в их тылу окраинных бассейнов;
- растяжение континентальной литосферы;
- рифтогенез и связанный с ним магматизм в широкой смежной полосе континентальной литосферы (шириной порядка 3000 км, сопоставимой с горизонтальной протяженностью верхнемантийной ячейки), примыкающей к современной окраине Северо-Восточной и Восточной Азии [16, 17].

В рамках этой модели был выполнен геодинамический анализ поздне меловой и кайнозойской истории Арктики [11, 12, 16, 17, 64] на основании исследования положения зон палеосубдукции Арктического региона для данного периода геологической истории [10, 20, 23, 72]. В частности, было дано объяснение происхождения основных тектонических структур Амеразийского и Евразийского бассейнов Северного Ледовитого океана. В данной статье мы рассмотрим геодинамическое следствие модели, касающееся неравномерного характера спрединга при образовании Евразийского бассейна

в кайнозое – резкое замедление скорости спрединга на хребте Гаккеля в среднем эоцене и переходе его в ультрамедленный режим [8]. Ранее было предложено объяснение данного тектонического события движением Гренландской плиты в северном направлении, которое привело к ее коллизии с Северо-Американской плитой с образованием Эуриканской орогении [45]. Однако такое объяснение не содержит анализа сил, приводящих к возникновению рассматриваемой геодинамической ситуации. Мы покажем, что неравномерный режим спрединга в хребте Гаккеля является следствием изменения режима движения литосферных плит северо-западной части Тихого океана и связанных с ними течений верхнемантийной конвекции, сопряженной с субдукцией этих плит под окраины Арктики и Северо-Восточной Азии.

РАЗВИТИЕ СПРЕДИНГА В ЕВРАЗИЙСКОМ БАССЕЙНЕ

Евразийский бассейн, единственный во всем Северном Ледовитом океане, характеризуется ярко выраженными линейными магнитными аномалиями, изученными с помощью аэромагнитного метода. Линейные магнитные аномалии располагаются симметрично относительно центральной структуры Евразийского бассейна – Срединно-Арктического хребта (Срединно-Океанического хребта Гаккеля) [6, 31, 91]. В бассейне традиционно выделяются палеомагнитные аномалии С24–С1 [6, 91], однако в ряде работ отмечено присутствие небольших фрагментов аномалии С25 [26, 31]. Подчеркивается, что между С24 аномалией и континентальной окраиной хребта Ломоносова имеется пространство для аномалий С25–С27, но на этом месте располагается широкая магнитная отрицательная аномалия [91].

Возможно, что аномалии С25–С27:

- были подавлены,
- сглажены мощной толщей отложений,
- подверглись влиянию иного процесса, связанного с первоначальным рифтингом,
- кора, порождающая данную аномалию, является погруженной континентальной [91].

Таким образом, регулярный спрединг начался на момент хрона линейной магнитной аномалии С25 (56.5 млн лет назад) только в центральной части бассейна и на всем его протяжении на время С24 (≈53 млн лет назад). Однако, есть вероятность того, что спрединг возник еще раньше в палеоцене во время хрона С27 примерно 61 млн лет назад. Океанический спрединг в Евразийском бассейне формировался независимо от Норвежско-Гренландского бассейна, поскольку они были разделены крупной континентальной перемычкой между архипелагом Шпицберген–поднятием Ермак и поднятием Моррис Джессап вплоть до раннего плиоцена. Только примерно 5 млн лет назад континентальный барьер был прорван, когда начался спрединг внутри пролива Фрам и срединно-океани-

ческие хребты Моллой и Гаккеля соединились [6]. На начальном этапе раскрытия бассейна в раннем и среднем эоцене ≈ 53 –46 млн лет назад (во время аномалий C24–C20г) полные скорости спрединга были относительно высокими и составляли примерно 2.56 см/год [6], т.е. спрединг хребта Гаккеля относился к медленноспрединговому типу (больше 2 и меньше 6 см/год). Примерно 46 млн лет назад (аномалия C20г) скорость спрединга резко упала более, чем в полтора раза, — до 1.66 см/год (ультрамедленный спрединг), после чего она медленно снижалась до 1.4 см/год в интервале 46–33.25 млн лет (рис. 1). В дальнейшем скорость в олигоцене— начале миоцена (во время аномалий 13–6) достигла минимальных значений 0.8–0.9 см/год. В период от 20 млн лет назад (время аномалии 6) и по настоящее время скорости незначительно возросли, достигнув значений 1.1 см/год.

Резкое уменьшение в 1.54 раза скорости спрединга в Евразийском бассейне между Северо-Американской и Евразийской плитами 46 млн лет назад К. Гайна и др. [45] объясняют северным движением Гренландской плиты. В этой региональной плитотектонической модели Гренландская плита надвигалась на хребет Ломоносова со скоростью около 30 мм/год в период времени 54–49 млн лет и примерно 13.5 мм/год после 49 млн лет и до раннего миоцена (23 млн лет). Внутриплитные напряжения, вызванные эоценовым и олигоценным северным движением Гренландской плиты и последующим столкновением с Северо-Американской плитой, вызвавшим Эуриканскую орогению, распространились через Арктический регион и затронули часть края восточно-сибирского шельфа, котловину Подводников, море Лаптевых. Давление Гренландской плиты изменило направление спрединга в восточной части Евразийского бассейна [45]. По оценкам К. Гайна и др. изменения начались одновременно с пиковой фазой сжатия в северной части о. Гренландия, датируемой по данным [88] 49–47 млн лет назад, и продолжались до олигоценного времени, когда тектонический режим изменился в результате включения о. Гренландия в Северо-Американскую плиту.

ЭУРИКАНСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ И РАЗВИТИЕ СПРЕДИНГА

Эуриканская складчатость охватывает о. Элсмир и о. Аксель-Хейберг (Канадский арктический архипелаг), север о. Гренландия и западную часть о. Шпицберген. Эуриканская складчатость представляет собой сочетание последовательных тектонических стадий, в результате которого на континентальных окраинах возник ряд зон деформации с изменяющейся, иногда противоположной, боковой, наклонной и сходящейся кинематикой. Эуриканская орогения объединяет две фазы деформации от ~ 63 до ~ 35 млн лет [47, 75]. В фазу I (от ~ 63 до ~ 55 млн лет, палеоцен—ранний эоцен) входило:

- палеоценовое растяжение между о. Элсмир и о. Девон (~ 85 км);
- палеоценовое растяжение между о. Акселя Хейберга и о. Элсмир (~ 20 км);
- левосторонний сдвиг (~ 85 км) вдоль трансформного разлома Вегенер в проливе Нарес между о. Гренландия и о. Элсмир;
- ортогональное сжатие в Западно-Шпицбергенском складчатом поясе.
- Фаза деформации II (~ 55 –35 млн лет, ранний эоцен— ранний олигоцен), привела к:
- правостороннему сдвигу и общему сжатию по широте (~ 30 км) и долготе (~ 200 км) на о. Элсмири на севере о. Гренландия;
- одновременной правосторонней транспрессии и растяжению вдоль зоны разлома Де Гир между о. Гренландия и арх. Шпицберген.

Причиной возникновения Эуриканской складчатости считается откол о. Гренландия от Северной Америки и развитие спрединговых границ вокруг нее в раннем кайнозое. При перемещении как самостоятельная литосферная плита, она оказывала давление на окружающие ее Северо-Американскую и Евразийскую плиты, и деформировала их края [39, 89]. Эуриканская складчатость согласуется со временем спрединга в палеоцене—раннем эоцене в океанических бассейнах окружающих о. Гренландия и, прежде всего, в море Лабрадор и море Баффина. Особое значение в истории развития спрединга на дивергентных границах по ее периметру играют скорости спрединга, поскольку они определяют степень деформации на границах плиты. Возрастному периоду максимальных скоростей спрединга соответствует пик деформаций Эуриканской орогении. Море Лабрадор и море Баффина открылись в результате спрединга в период между концом мелового периода (аномалия C32, 73.4 млн лет) и началом олигоцена (пре-C13 аномалия, ~ 35 млн лет) [86]. Аномалии C32 и C13 располагаются на самой южной окраине моря Лабрадор, а между полуостровом Лабрадор и островом Гренландия идентифицированы, как система хронов C31–C20 (68.7–43.8 млн лет), и дополнительно осевая аномалия, определяемая, как палеоспрединговый хребет. При этом аномалии C24–C20 (53.3–43.8 млн лет) обладают коллообразным изгибом, характерным для точек тройного сочленения плит, поскольку спрединг начался также и в Северной Атлантике. Первая аномалия, которая не входит в море Лабрадор, а следует прямо из Центральной Атлантики в Северную — C13 (33.5 млн лет). Прекращение спрединга датировано временем перед формированием аномалией C13 [86]. Мы полагаем, что спрединг в море Лабрадор в период между аномалиями C20 (43.8 млн лет) и C13 (33.5 млн лет) находился в затухающей стадии с минимальными скоростями расхождения Северо-Американской и Гренландской плит, поскольку линейные магнитные аномалии C20–C13 в этот период не сформировались. Позже спрединговые линейные магнитные хроны моря Ла-

Табл.1. Скорость спрединга в море Лабрадор по данным [38].

Номера магнитных аномалий	Возраст магнитных аномалий, млн лет	Скорость спрединга, мм/год
C27–C26	61.3–57.9	10.4
C26–C25	57.9–56.4	16.3
C25–C24	56.4–53.4	5.7
C24–C21	53.4–47.9	7.3
C21–C13	47.9–33.0	3

Табл.2. Скорость спрединга в Северной Атлантике, по данным [62].

Номера магнитных аномалий	Возраст магнитных аномалий, млн лет	Скорость спрединга, мм/год
C24–C23	53.4–51.7	47
C23–C22	51.7–49.7	34
C22–C21	49.7–47.9	29
C21–C13	47.9–33.5	15

брадор были переидентифицированы как C33–C21 (79.1–47.9 млн лет) [77]. Наконец, исследователи пришли к согласию относительно того, что система линейных магнитных аномалий в море Лабрадор включает аномалии C27–C21 (61.3–47.9 млн лет) и формирование морского дна началось в палеоцене (C27N), а также, что большие глубоководные площади, которые ранее рассматривали, как массив с океанической корой, теперь должны считаться выполненными утоненной континентальной корой, которая была погружена за счет андерплейтинга основными и ультраосновными магматическими телами [73]. Предполагаемый палеоспрединговый хребет [86] отчетливо прослеживается на сейсмических профилях по характерной рифтовой долине [37]. Приведены скорости спрединга в море Лабрадор (табл.1). В начале (61.3 млн лет) скорости были большие, достигли максимума в период 57.9–56.4 млн лет и после этого резко падают более чем в 2 раза и еще в 2 раза уменьшаются после 48 млн лет. Изменение скоростей спрединга в Северной Атлантике проанализировано в работе [63]. Приведены осредненные скорости для спрединговых хребтов Мона, Эгир, Рейкьянес и Колбенсей (табл. 2). Таким образом, скорость спрединга в период 53.4–51.7 млн лет) была максимальной, до 47.9 млн лет закономерно уменьшалась и, наконец, оставалась стабильной после этого времени.

Таким образом, скорости спрединга вокруг о. Гренландия достигают максимума в период времени 57.9–56.4 млн лет (хроны C26–C25). В данный интервал времени Гренландская плита движется с максимальными скоростями. Этот возраст не совпадает с датировкой 49–47 млн лет [45] – пиковой фазой сжатия из-за давления о. Гренландия. Если обратиться к амплитуде се-

верного движения о. Гренландия относительно Северной Америки, то мы убедимся что максимум достигается около 52 млн лет (хрон C24) и резко уменьшается примерно 50 млн лет (хрон C22) [88]. В это время в Евразийском бассейне Арктики отмечаются пиковые скорости разбегания Северо-Американской и Евразийской плит в период хронов C25–C21 (~56–46 млн лет) [6]. Таким образом, попытка К. Гайна и др. [45] объяснить резкое снижение скорости спрединга в Арктике давлением о. Гренландия на хребет Ломоносова не соответствует кинематическим данным. Период 49–47 млн лет [45] отвечает времени гидротермальной переработке вулканитов группы Кэп Вашингтон на севере о. Гренландия по данным высокоточных Ag–Ag и Rb–Sr возрастных датировок [88]. Гидротермальный нагрев и переработка пород, очевидно, происходили с определенной задержкой во времени вслед за деформациями, порожденными северным дрейфом о. Гренландия.

Вулканиты группы Кэп Вашингтон гидротермально переработаны через 3–5 млн лет после максимального давления о. Гренландия на окружающие ее края континентов 52 млн лет назад. Таким образом, период высоких скоростей спрединга в Евразийском бассейне 53–46 млн лет назад и 46 млн лет – время резкого замедления скорости спрединга не согласуются с кинематикой Гренландской плиты, следовательно, она не является причиной дивергентных процессов в Евразийском бассейне.

В попытке объяснить формирование поднятий фундамента и складок в непосредственной близости от сибирского окончания хребта Ломоносова компрессией и транспрессией в результате северного движения Гренландской плиты на основании интерпретации сейсмических разрезов

подчеркивается [45], что поднятия фундамента на континентальном склоне моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря были образованы около 45 млн лет (средний эоцен) назад, и эта деформация могла продолжаться до олигоцен–неогена (33.9–3.6 млн лет). В нашем исследовании мы показываем, что Гренландская плита к олигоцену стала составной частью Северо-Американской плиты и не могла давить и сжимать хребет Ломоносова, отмечая, что в период 63–35 млн лет, когда перемещение о. Гренландия воздействовало на континентальное окружение, Эуриканская орогения (складки, надвиги, сдвиги) была локализована в ограниченной области шириной 370 км (о. Элсмир) – 185 км (север и северо-восток о. Гренландия, запад арх. Шпицберген) и не могла распространяться на тысячи километров по Арктике до Сибирского континентального склона. Таким образом, данные о эоцен–неогеновых деформациях на сибирском континентальном склоне объясняются в [45] не соответствующим по времени дрейфом о. Гренландия.

По нашему мнению, деформации континентального склона моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря происходили в условиях океанического спрединга (Евразийский бассейн) и растяжения континентальной коры (котловина Подводников), когда хребет Ломоносова совместно с остальной частью Американо-Азиатской микроплиты (котловины Макарова, Подводников и Канадская, поднятия Альфа и Менделеева, Арктическая Аляска) двигались по сходящимся протяженным разломным зонам в направлении к Тихоокеанской зоне субдукции [16, 17, 64]. В результате движения микроплиты континентальный хребет Ломоносова испытывал поперечное сжатие, приведшее к его изгибу и перелому, вследствие перемещения в геометрически сужающемся пространстве. Таким образом, в условиях субмеридионального растяжения локально действует субмеридиональное сжатие. В данной модели внешнее давление Гренландской плиты отсутствует и она не ограничена определенными временными рамками.

Мы считаем существенным фактом, что растяжение и утонение континентальной коры в Американо-Азиатском бассейне началось во время формирования котловин Макарова и Подводников в апте и продолжалось до палеоцена сразу после закрытия Южно-Ануйского палеоокеана вследствие коллизии Чукотки с Колымо-Омолонским супертеррейном и формирования Южно-Ануйской сутуры [23]. Затем условия растяжения сохранились и после отрыва хребта Ломоносова от Баренцевоморско-Карского шельфа и начала спрединга в Евразийском бассейне в палеоцене до настоящего времени. Таким образом, поле растяжения в Американо-Азиатском и Евразийском бассейнах геодинамически устойчиво воспроизводилось в течение длительного периода времени – от апта до современности [17]. На этом региональном геодинамическом фоне локальное

движение Гренландии, с которым связаны Эуриканские деформации, очевидно, имело ограниченное влияние на эволюцию Арктической литосферы.

В рамках предлагаемой геодинамической модели эволюции Арктики главную причину резкого замедления скорости спрединга в хребте Гаккеля Евразийского бассейна следует искать в меняющемся режиме верхнемантийной конвекции, развивающейся под литосферой Арктики и Северо-Восточной Азии и в результате субдукции Тихоокеанской литосферы. Поскольку интенсивность возвратного конвективного течения и, следовательно, величина силы вязкого волочения литосферы Арктического региона в сторону Тихого океана связаны со скоростью и направлением субдукции Тихоокеанской литосферы, мы рассматриваем кинематику литосферных плит в Северо-Западной части Тихого океана в период позднего мела и кайнозоя [11, 12, 16, 17, 64].

КИНЕМАТИКА АБСОЛЮТНОГО ДВИЖЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ И МОДЕЛЬ ГОРЯЧЕЙ ТОЧКИ

Когда мы обращаемся к истории движения Тихоокеанской плиты, мы обнаруживаем, что, главная перестройка кинематики плиты происходила в середине эоцена около 47 млн лет назад. Для этого достаточно внимательно рассмотреть одну из главных структур Тихого Океана – Гавайско-Императорскую цепь подводных гор, гайотов, атоллов и островов, сформированную в линейно вытянутый подводный хребет длиной около 6000 км (рис. 2). В нее входят около 107 щитовых вулканов, из них 24 надводных вулкана в виде островов и атоллов [2, 30, 69]. Гавайско-Императорский хребет разделяется пополам резким изгибом под углом 60°. Исследования К–Аг и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методами доказали, что возрастная прогрессия продолжается от активных вулканов о. Гавайи на запад вдоль атоллов и подводных гор Гавайской цепи до изгиба в районе подводных гор Каммю-Киммей и далее на север до самой северной подводной горы Мейджи в структуре Императорского хребта [33, 36, 74] (см. рис. 2). Наиболее популярным мнением, объясняющим происхождение линейных цепей Тихого океана, является предположение наличия горячей точки. Гавайско-Императорская цепь вулканических островов и подводных гор с характерным увеличением возраста вулканов от начала цепи долгое время считается лучшим примером следа горячей точки, маркирующего движение Тихоокеанской плиты над неподвижным мантийным плюмом [67, 94]. По мере движения плиты цепь отмерших вулканических островов фиксирует направление и время этого движения относительно системы отсчета стационарных горячих точек. Во время Гавайской цепи (0–47 млн лет) Тихоокеанская плита двигалась на северо-запад, во время Императорской цепи (47–81 млн лет) – на север (см. рис. 2). В. Морган [67] предположил, что го-

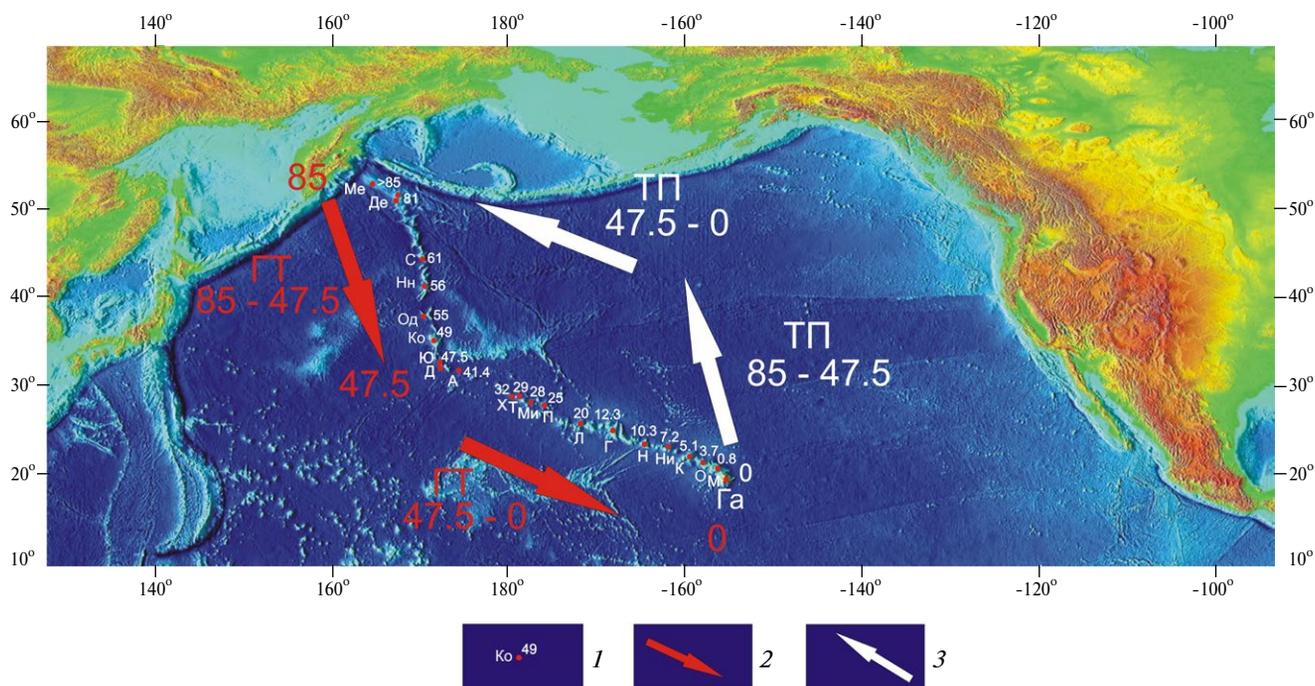


Рис. 2. Возраст изгиба между Гавайским и Императорскими хребтами островов и подводных гор (47.5 млн лет назад) радиологическим датировкам (топографическая/батиметрическая основа, по [97]).

Обозначены (с севера на юг) подводные горы, гайоты и острова: Ме – Мэйджи, Де – Детройт, С – Суйко, Нн – Нинтоку, Од – Оджин, Ко – Коко, Ю – Юриаку, Д – Дайкакуджи, А – Аббот, Х – Хэйсли, Т – Тарниф, Ми – Мидвей, П – Перл и Хермес, Л – Лэйсан, Г – Гарднер, Н – Неккер, Ни – Нихоа, О – Оаху, М – Мауи, Га – Гавайи.

1 – точка опробования и возраст пород на подводных горах, гайотах и островах, млн лет (возрастные датировки, по [33, 42, 74]): ^{40}Ar – ^{39}Ar методом – на Гавайском и Императорском хребтах, К–Аг методом – на Гавайских островах; 2 – направление омоложения вулканизма горячей точки (возраст перегиба 47.5 млн лет назад): с севера на юг (Императорский хребет, 85–47.5 млн лет назад), с северо-запада на юго-восток (Гавайский хребет, 47.5–0 млн лет назад); 3 – направление движения Тихоокеанской плиты относительно горячих точек: с юга на север (85–47.5 млн лет назад), с юго-востока на северо-запад (47.5–0 млн лет назад)

рячие точки представляют собой плюмы из тонких конвективных струй горячего материала нижней мантии. Плюмы неподвижны относительно друг друга и обеспечивают движущую силу для перемещения плиты. Позже было предложено разделять плюмы по глубине происхождения [35]:

- на границе глубокой нижней мантии – внешнего ядра,
- в переходной зоне между верхней и нижней мантией,
- внутри верхней мантии непосредственно под литосферой.

Видимый изгиб в середине цепи, отделяющий юго-восточную Гавайскую часть цепи от северных Императорских подводных гор, как правило, исследователи интерпретируют, как результат изменения движения Тихоокеанской плиты относительно неподвижной Гавайской горячей точки [41]. Следовательно, фактором, определяющим действительную кинематику Тихоокеанской плиты, является точная датировка возраста изгиба Гавайско-Императорского подводного хребта.

Изгиб, который имеет дугообразную форму, как наиболее отличительная структурная особенность Гавайско-Императорской цепи, долгое время был в центре нескольких геохронологических исследований [33, 74, 83]. На протяжении десятилетий принятый возраст изгиба Гавайско-Императорского хребта, полученный по данным К–Аг датировок, составлял 43 млн лет [33]. Впоследствии, после получения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастов для 18 базальтовых потоков из 10 подводных гор в районе изгиба, был сделан вывод о формировании изгиба Гавайско-Императорской цепи на подводных горах Дайкакуджи и Юряку примерно 47.5 млн лет назад [74]. Вполне вероятно, что возраст 47.5 млн лет можно принять за время изгиба Гавайско-Императорского хребта, как наиболее обоснованный.

Среди моделей, посвященных происхождению Гавайско-Императорской цепи подводных гор, явно доминирует модель горячих точек, которая объясняет появление изгиба цепи за счет изменения направления движения Тихоокеанской плиты. Одним из наиболее важных следствий модели горя-

чей точки является то, что возраст вулканов в линейной цепочке островов и подводных гор должен постепенно возрастать от одного конца к другому. Хотя отношения возраста и расстояния практически дают мало информации о природе горячих точек или их фиксированности, однако они обеспечивают прямую проверку общей модели горячих точек [36]. Гавайско-Императорская и еще примерно 15 цепей проходят тест на прогрессию возраста вдоль своей длины и в этом отношении полностью соответствуют модели горячих точек [34, 41, 69].

Против модели горячей точки возникли возражения исследователей [40], основывавшихся на палеомагнитных данных керн скважин разбуренных гайотов Императорского хребта, которые указывают на палеошироту излияния базальтов примерно 34° с.ш. для позднего мела, т.е. на 13° севернее современной широты о. Гавайи. Однако, это свидетельствует о движении горячей точки в мантии в направлении на юг со скоростью ~ 4 см/год в период 81–47 млн лет (поздний мел–средней эоцен). Такие данные противоречат самой модели, которая постулирует неподвижность горячей точки.

Другим методом получения палеомагнитных полюсов для океанических плит является анализ асимметрии морских магнитных профилей, который определяет полюсы с наилучшей определенностью и точностью, а также имеет хорошо ограниченный возраст [49, 54]. Рассчитанные подобным методом для Императорской части хребта 4 палеомагнитные полюса для периода времени 72–58 млн лет демонстрируют движение полюса Тихоокеанской плиты на север, а также отсутствие значительного движения гавайской горячей точки относительно оси вращения Земли в этот период времени [51, 54, 81]. Следовательно, Гавайско-Императорский изгиб фиксирует изменение направления движения Тихоокеанской плиты относительно горячих точек (глубокой мантии).

Совпадение векторов движения литосферных плит, определенных в результате изучения линейных цепей, типа Императорско-Гавайской, с векторами современного движения литосферных плит, измеренными с применением средств космической геодезии (ITRF-2008) являются аргументом в пользу представлений формирования океанических вулканических цепей по механизму горячей точки [21].

Существование изгиба в линейной цепи подводных гор и гайотов Луисвилл является еще одним косвенным доказательством изменения направления движения Тихоокеанской плиты примерно 47.5 млн лет назад. Эта структура также имеет четко определенную возрастную прогрессию вдоль цепи и заметный излом. Возраст изгиба здесь датируется 46.3–46.2 млн лет [34, 55], с учетом последних данных датируется 46.3–50.9 млн лет [56]. Здесь изгиб слабее выражен по сравнению с Гавайско-Императорским (с возрастом 47.5 млн лет), но со-

впадает по возрасту. Для объяснения одновременного изгиба в двух линейных подводных хребтах требуется предположить синхронное поведение двух мантийных плюмов и горячих точек, как их внешнее выражение, что маловероятно. Именно переориентация движения Тихоокеанской плиты объясняет происхождение изгиба 47.5 млн лет назад одновременно в двух хребтах подводных гор.

Существование глубокого мантийного плюма даже под Гавайями долгое время оспаривалось [76]. Однако методами сейсмической томографии были получены изображения определенного глубокого канала под островом Гавайи до глубины 1200 км [95]. Также отмечалось на Гавайях и других островах линейных цепей Тихого океана обогащение пород геохимическими метками характерными для источников материала из глубокой мантии [46].

Альтернативой модели горячей точки является процесс воздействия сверху вниз – из литосферы на мантию [74], – управляемый разломами плит, в котором рифтинг (раскол) литосферы вызывает плавление подлитосферной мантии [28], т.е. магматизм, возникший в результате расплавления и декомпрессии. Таким образом, в этих моделях предполагается, что цепочки вулканических островов образуются вдоль уже существующего или распространяющегося разлома в литосферной плите из-за напряжений, деформаций и разломов: передаваемых с краев плиты [68, 80], неравномерного теплового сжатия остывающей литосферы [79], благодаря реорганизации движений плит [57]. Общий недостаток этих моделей, состоит в том, что задействованный альтернативный механизм (распространяющийся разлом) может быть недостаточным, чтобы объяснить большой объемный поток и долговечность работы горячей точки [84].

Следует признать, что ряд горячих точек сейчас подтверждается сейсмотомографическими разрезами плюмов. Следовательно, к происхождению вулканических линейных цепей с закономерным увеличением возраста разумно использовать модель горячей точки. Такие линейные вулканические хребты используются для определения кинематических параметров вращения (координаты Эйлера полюса и угол поворота) океанических плит в абсолютной системе относительно неподвижных горячих точек [41]. Стационарность горячих точек в некоторой степени ограничена, но перемещение их между собой происходит со скоростью существенно меньшей, чем движение самих плит. Например, для горячих точек Гавайской и Луисвилл смещение точек составляет 3° за период 80–47.5 млн лет со скоростью \sim до 1 см/млн лет [74]. Факт движения горячих точек было предложено объяснять мантийным ветром [32]. Но даже несмотря на ограниченную подвижность горячих точек, были разработаны количественные методы для оценки неопределенностей в расчетах абсолютных Эйлеровых полюсов вращения движения плит на основе возрастных прогрессий в линейных

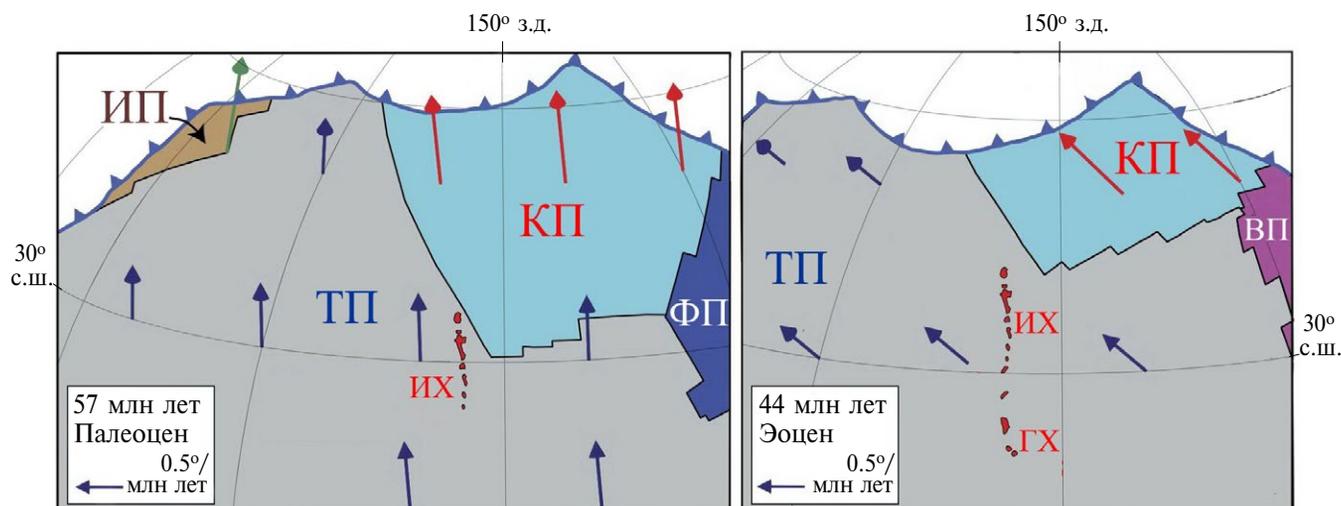


Рис. 3. Плито-тектонические реконструкции в абсолютной системе координат северной части Тихого океана на границе с Арктикой и векторы скоростей океанских плит, погружающихся в зоны субдукции под континенты Арктического региона, на 57 и 44 млн лет – до и после времени изгиба Гавайско-Императорского хребта 47.5 млн лет назад (по данным [90], с изменениями и дополнениями).

В качестве масштаба приведен вектор скорости $0.5^\circ/\text{млн лет} = 5.5 \text{ см/год}$.

Показаны (цвет) океанские плиты: Изагаги (коричневый), Кула (голубой), Тихоокеанская (серый), Фараллон (синий), Ванкувер (фиолетовый).

цепях подводных гор [92]. Для Тихоокеанской плиты была рассчитана модель абсолютного движения для последних 145 млн лет [92].

АБСОЛЮТНОЕ ДВИЖЕНИЕ ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ И ТИХООКЕАНСКАЯ ЗОНА СУБДУКЦИИ

Косвенно поддерживают стационарность горячей точки и формирование Гавайско-Императорского изгиба в результате изменения направления движения Тихоокеанской плиты прекрасное совпадение движений плит с основными тектоническими событиями вокруг Тихоокеанской плиты, которое неоднократно подчеркивалось [13, 24, 82, 83, 87, 93, 96]. В этих работах показано, что с мела и по настоящее время северо-восток Азии, Чукотка и Аляска (север Тихого океана) окружены зонами субдукции, которые маркируются в геологической структуре палеоостровными дугами или палеоокраинными вулканическими поясами. Соответственно мы вынуждены признать, что столь длительное поглощение океанической литосферы в зонах субдукции требует постоянного поступательного движения Тихоокеанской плиты на север со значительной скоростью. Однако если мы допускаем движение Гавайской горячей точки в мантии на юг с предполагаемой скоростью $\sim 4 \text{ см/год}$ в период 81–47 млн лет [40], Тихоокеанская плита должна была бы оставаться практически неподвижной в течение 34 млн лет, поскольку полная кажущаяся расчетная скорость плиты вдоль Гавайско-Императорской цепи составляет $\sim 5.7 \text{ см/год}$ [33]. Иначе получается, что океаническая по своей

природе Тихоокеанская плита движется со скоростью континентальной плиты в первые см/год, что противоречит типичным скоростям океанических плит. Как только мы принимаем факт практической стационарности Гавайской горячей точки по альтернативным палеомагнитным данным [81] и полагаем, что Гавайско-Императорский изгиб 47.5 млн лет вдоль цепи вызван переориентацией движения Тихоокеанской плиты, тогда кинематика движения Тихоокеанской плиты соответствует тектонической истории севера Тихого океана [71].

ОТРАЖЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КИНЕМАТИКИ ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ АРКТИКИ

Радиологические исследования изгиба Гавайско-Императорского хребта показали, что Тихоокеанская плита поменяла свое движение примерно 47.5 млн лет назад. По меньшей мере от 85 до 47.5 млн лет Тихоокеанская плита двигалась на север по отношению к Гавайскому плюму, после этого, от 47.5 млн лет по настоящее время она стала двигаться на северо-запад (см. рис. 2). Современные исследования с помощью GPS станций подтверждают современное движение Тихоокеанской плиты на северо-запад в абсолютной системе координат горячих точек со скоростью 7.1 см/год [59]. Возраст изгиба (47.5 млн лет) совпадает со временем резкого замедления скорости спрединга в Еразийском бассейне примерно 46 млн лет назад.

Рассмотрим плито-тектонические реконструкции в абсолютной системе координат северной

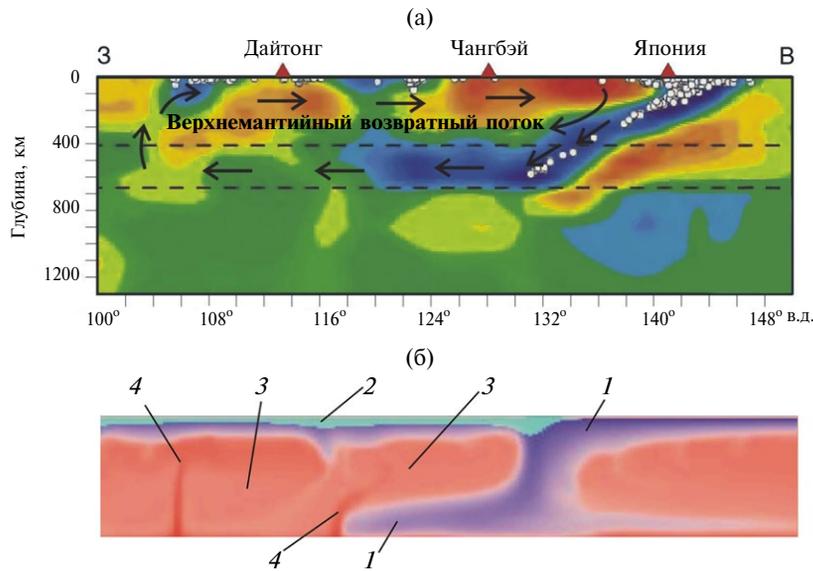


Рис. 4. Геодинамическая модель верхнемантийной возвратной конвективной ячейки.

(а) — сейсмотомографический разрез северо-восточной окраины Азии по линии Японии, Японское море, Северная Корея и Северо-Восточный Китай с геодинамической интерпретацией верхнемантийной возвратной конвективной ячейки (по данным [9], с изменениями и дополнениями);

(б) — численная геодинамическая модель погружения холодной океанской литосферы под край континента. Показаны поднимающиеся верхнемантийные плюмы (тонкие струи) во фронте и тылу затекающего океанического слэба (по данным [14], с изменениями и дополнениями).

1 — океанская литосфера (сине-фиолетовый цвет); 2 — континентальная кора (зеленовато-аквамариновый цвет); 3 — разогретое литосферное вещество верхнемантийной возвратной ячейки (розовый цвет); 4 — плюмы (красный цвет)

части Тихого океана на границе с Арктикой и вектора скоростей океанских плит, погружающихся в зоны субдукции под континенты Арктического региона, на 57 и 44 млн лет (рис. 3). Возраст реконструкций подобран специально до и после времени изгиба Гавайско-Императорского хребта (47.5 млн лет). На реконструкции 57 млн лет видно, что под Арктику погружаются, главным образом, плита Кула, и, в меньшей степени, Тихоокеанская плита. При этом вектора плит направлены ортогонально к зонам субдукции. Отсюда следует, что, в соответствии с геодинамической моделью, под арктической литосферой развивается верхнемантийная конвективная ячейка, интенсивность которой отвечает повышенной скорости движения плиты Кула, примерно вдвое превышающей аналогичную скорость Тихоокеанской плиты. Поэтому и возвратное подлитосферное течение, имеющее повышенную скорость, более интенсивно тянет Американо-Тихоокеанскую микроплиту в сторону Тихого океана, поддерживая спрединг в Евразийском бассейне с ощутимыми скоростями около 2.5 см/год.

Ситуация на реконструкции 44 млн лет радикально изменилась. Плита Кула уменьшилась в размерах примерно вдвое. Тихоокеанская плита, наоборот, увеличила перемещение океанического литосферного материала под континенты Арктического региона. Соотношения скоростей плиты Кула и Тихоокеанской плиты остаются прежними,

но вектора скоростей стали направлены на северо-запад, т.е. косо по отношению к Арктике. Следовательно, объем поступающего океанического литосферного материала в результате субдукции под Арктический регион резко уменьшился. Вследствие этого, интенсивность верхнемантийной конвекции, сопряженной с субдукцией литосферы, ослабла под Арктическим регионом и усилилась под Северо-Восточной Азией, что привело к замедлению возвратного подлитосферного течения под Американо-Тихоокеанской микроплитой и, соответственно, к существенному снижению скорости спрединга Евразийского бассейна до значения 1.6 см/год.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕМАНТИЙНОЙ ВОЗВРАТНОЙ ЯЧЕЙКИ

Геодинамическая модель системы верхнемантийной циркуляции, сопряженной с зоной субдукции, основывается на гидродинамической интерпретации данных сейсмической томографии глубинного строения мантии в переходной зоне от Тихого океана к Северо-Восточной и Восточной Азии. В качестве примера, мы рассматриваем (рис. 4, а) разрез через Японию, Северную Корею и северо-восточный регион Китая [9]. Видно, как погружающееся в зону субдукции холодное вещество, достигая переходной зоны между верхней и нижней мантией, меняет направление

своего движения и далее переходит в протяженный горизонтальный слой холодного мантийного вещества, который распространяется достаточно далеко (на расстояние в первые тысячи километров) под Евразийский континент [9, 95]. Показаны четвертичные вулканы в районах Чангбэй и Дайтонг глубоко в тылу от зоны субдукции. С позиции гидродинамики это указывает на развитие ячейки верхнемантийной конвекции, нижняя горизонтальная ветвь которой течет под континент вдоль переходной зоны между нижней и верхней мантией, а верхняя ветвь образует возвратный поток вещества под литосферой в сторону Тихоокеанской зоны субдукции. Возвратный поток вещества определяет распределение сил вязкого сцепления, непосредственно воздействующих на литосферные плиты [16, 17]. Возникающая под литосферой Северо-Восточной и Восточной Азии верхнемантийная конвекция носит вынужденный характер, поскольку она обусловлена непрерывным конвейерным погружением Тихоокеанской литосферы в зонах субдукции. Верхнемантийная конвекция также является существенно нестационарной, поскольку в континентальную область ячейки постоянно поступает новый материал, увеличивая эту область, как за счет продвижения фронта ячейки вглубь материка, так и в связи с горизонтальным расширением ячейки в направлении Тихого океана, приводя к отодвиганию (откату) зон субдукции вместе с островными дугами от края материка и образованию в их тылу окраинных бассейнов [16, 17]. Такая модель конвекции естественным образом объясняет растяжение континентальной литосферы, рифтогенез и связанный с ним магматизм восточной окраины Азии. Показано погружение океанской литосферы под край континента по результатам численного моделирования процесса погружения океанской литосферы под край континента и развития верхнемантийной конвекции в смежной области [18] (см. рис. 4, б). На нем видно подтекание холодного тяжелого океанического литосферного материала под континент, а также горячие верхнемантийные плюмы во фронте и тылу затекающего океанического слэба, что четко соответствует вулканическим областям Чангбэй и Дайтонг на сейсмо-томографическом разрезе (см. рис 4, а). Правильность этой модели подтверждает выявленная по GPS векторам движения картина поведения Амурской микроплиты, которая начиная от оз. Байкал целиком перемещается в направлении на восток в сторону зоны субдукции [29]. Векторы движения ориентированы примерно ортогонально Японскому глубоководному желобу. Этот факт наглядно иллюстрирует тянущий в сторону зоны субдукции эффект работы возвратной верхнемантийной ячейки (см. рис. 4, а). Подчеркнем, что действие этой ячейки распространяется намного дальше, чем видимый в переходном слое между верхней и нижней мантиями на сейсмо-томографическом разрезе слэб холод-

ного литосферного вещества. Можно оценить расстояние, на котором действует ячейка, от оз. Байкал до Японского желоба примерно в 3500 км. Происхождение оз. Байкал определенно связано с этим геодинамическим механизмом волочения Амурской микроплиты на восток в направлении Тихоокеанской зоны субдукции с помощью верхнемантийной возвратной ячейки.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ К ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АРКТИКИ

Описанная геодинамическая модель для современного состояния литосферы Северо-Восточной Азии, основанная на наблюдаемых геофизических материалах (данные сейсмотомографии, GPS и др.), и, возможно, носит универсальный характер для тектонических конвергентных обстановок с активными островными дугами и задуговыми бассейнами, поскольку включает механизм отступления зон субдукции и задугового спрединга. Следовательно, она должна работать и в прошлом, например, для мезозой–кайнозойской эволюции литосферы Арктики. Геология аккреционной окраины северо-востока Азии и Аляски, которая содержит остатки палеоостровных дуг и окраинных бассейнов [10, 22, 85], подтверждает данную модель. Для восстановления геометрии верхнемантийной конвекции под литосферой Арктики в поздней юре–кайнозое, необходимо определить палеозоны субдукции в этом регионе. Такой анализ уже был выполнен по распространению офиолитов и других комплексов-индикаторов в Южно-Аньюской зоне, хребте Брукса и других структурах [10, 72]. В период с апта по голоцен зона субдукции со стороны Тихого океана была постоянно наклонена в сторону Арктики и смещалась в сторону океана. Получив положение палеосубдукции на разные возрастные срезы, мы построили геодинамическую модель Арктического региона для поздней юры–кайнозоя [16, 17].

Согласно палеогеодинамическим реконструкциям литосферных плит полярной области, после завершения коллизии Чукотского и Колымско-Омолонского блоков в готерив–барреме в течение апт–голоцена в Арктическом регионе установилась квазистабильная геодинамическая обстановка, связанная с развитием верхнемантийной конвекции под литосферой Арктики, сопряженной с устойчивой субдукцией литосферных плит Тихого океана (сначала плиты Изанаги, потом плиты Кула, а затем Тихоокеанской плиты). Очевидно, что непрерывное последовательное поступление Тихоокеанского литосферного вещества в область верхнемантийной ячейки под литосферу Арктики в силу несжимаемости мантийного материала сопровождалось постепенным увеличением горизонтального размера конвективной ячейки как за счет отступления зоны субдукции в сторону Тихого океана, так и вследствие продвижения фронта ячейки от поднятия Альфа-Менделеева вглубь континента Лавразия.

60 млн лет

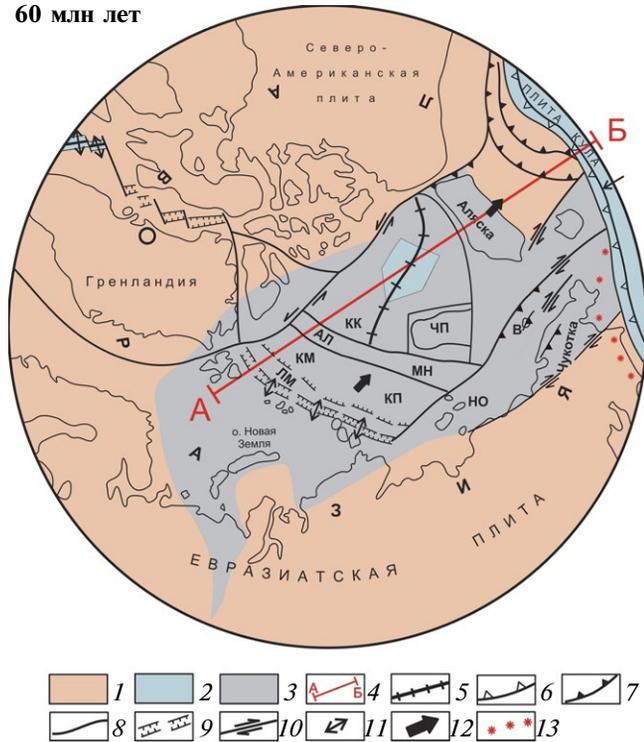


Рис. 5. Палеогеодинамическая реконструкция Арктики на 60 млн лет и положение профиля геодинамического разреза (по данным [16], с изменениями и дополнениями).

Обозначены: АЛ – хребет Альфа, В – о. Врангеля, КК – Канадская котловина, КМ – котловина Макарова, КП – котловина Подводников, ЛМ – хребт Ломоносова, МН – хребт Менделеева, НО – Новосибирские о-ва, ЧП – Чукотское поднятие.

1–2 – области с корой: 1 – континентальной, 2 – океанической; 3 – территория распавшегося палеоконтинента Арктида; 4 – положение на плане профиля с разрезом геодинамической модели; 5–8 – зоны: 5 – спрединга (отмершие), 6 – субдукции, 7 – надвигов; 8 – сдвигов (крупномасштабные) и трансформных разломов; 9 – рифты; 10–12 – направление: 10 – сдвигов, 11 – растяжения, по структурным данным [17, 66], 12 – движения блоков Американо-Азиатской микроплиты относительно Лавразии; 13 – островодужный магматизм

Продвижение фронта ячейки привело к растяжению и последующему отрыву в палеоцене тектонических блоков в форме линейного хребта Ломоносова от Баренцево-Карской окраины. В тылу отодвигающегося от Баренцево-Морского шельфа этого хребта в кайнозойский период образовался Евразийский бассейн в результате утонения континентальной коры, а затем медленного спрединга с формированием котловин Амудсена и Нансена, разделенных хребтом Гаккеля.

Палеогеодинамическая реконструкция (рис. 5) и геодинамический разрез (рис. 6) на 60 млн лет (палеоцен–зеланд) демонстрирует продолжение очень медленного перемещения Американо-Азиатской

микроплиты, включающей поднятие Ломоносова, котловины Макарова-Подводников, поднятие Альфа-Менделеева, Канадскую котловину и Аляскинский блок, в сторону Тихоокеанской зоны океанического литосферного стока вдоль разломных зон континентальных шельфов Евразии и Северной Америки благодаря тянущему эффекту возвратной верхнемантийной конвективной ячейки. В период времени 75–61 млн лет происходит диффузный спрединг и формирование центральной части (предположительно спрединговой) котловины Макарова [3]. Позже, в интервале 69–57 млн лет последовал активный рифтогенез в пределах будущего Евразийского бассейна, и одновременно формирование структуры хребта Ломоносова. После этого начался регулярный спрединг в Евразийском бассейне с хребтом Гаккеля, разделявшим океанические котловины Амудсена и Нансена. Магматизм в Большой Арктической Изверженной Провинции в основном прекратился. На Шпицбергене он завершился около 78 млн лет, в Свердрупском бассейне – 81 млн лет назад. Остальные ареалы стали амагматичны еще раньше. Единственный ареал, где осталась магматическая активность – это север о. Гренландия.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Реконструкция на 60 млн лет назад предваряет время геодинамической перестройки в Тихом океане, которая маркируется Гавайско-Императорским изгибом с возрастом 47.5 млн лет назад. Тихоокеанская плита, а вместе с ней и плита Кула, движутся в северном направлении относительно системы горячих точек (см. рис. 3). Показана геодинамическая обстановка на современном положении континентов для Арктического региона для 57 млн лет назад (палеоцен) (рис. 7). Здесь показаны положение зон субдукции на это время и начало спрединга в Евразийском бассейне. На рисунке показаны: верхнемантийная ячейка (тонкие красные линии) до края Баренцево-Морского шельфа и вектора абсолютных движений плит Кула и Тихоокеанская. Если закрыть Евразийский бассейн, по нашим расчетам, размер ее не будет превышать от палеозоны субдукции 3500 км, что соответствует размеру современной ячейки от Японского желоба до оз. Байкал. Причем скорость плиты Кула, которая погружается в зону стока литосферного материала (зону субдукции) под Арктику, примерно в 2 раза больше. Ячейка покрывает практически всю площадь Арктического региона. Это приводит к тому, что в Арктическую конвективную ячейку поступает в 2 раза больше океанического литосферного материала, чем в окружающие районы. В результате Арктический регион единой Американо-Азиатской микроплитой выдвигается как клавиша вперед с вдвое большей скоростью, чем растягиваются Евразийский и Северо-Американский континенты слева и справа.

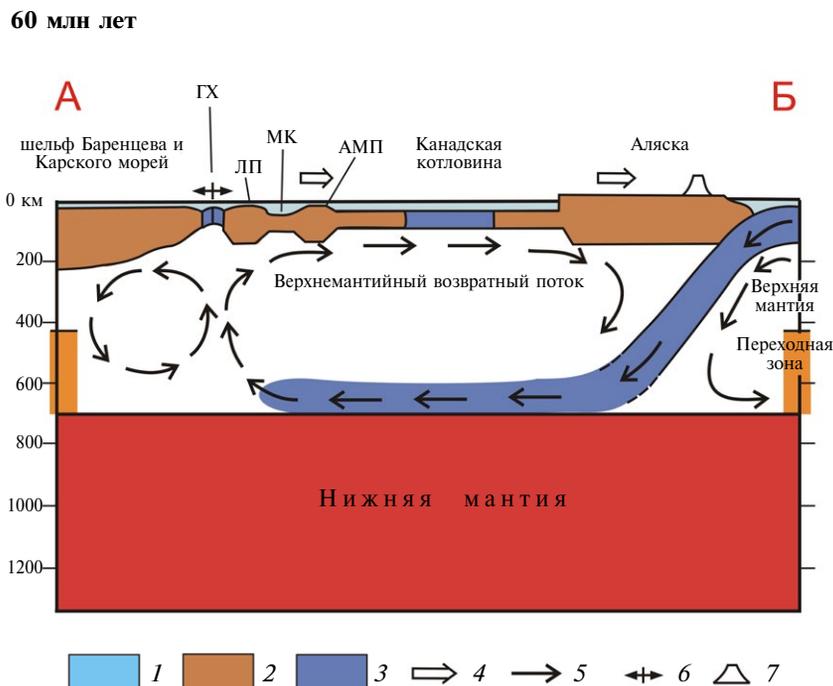


Рис. 6. Модель (геодинамический разрез) верхнемантийной ячейки под континентом Лавразия, возникшей в процессе субдукции Тихоокеанской литосферы (адаптирована для Арктического региона на 60 млн лет). Обозначены: АМП – поднятие Альфа-Менделеева, ГХ – хребет Гаккеля, ЛП – поднятие Ломоносова, МК – котловина Макарова.

1 – водная толща океана; 2–3 – литосфера: 2 – континентальная, 3 – океаническая; 4 – вектор движения континентальных блоков в направлении Тихоокеанской зоны субдукции под воздействием активной возвратной ячейки верхнемантийной конвенции; 5 – направление потоков в верхней мантии и переходной зоне; 6 – спрединг в Евразийской котловине; 7 – проявления магматизма

В тылу Амеразийской микроплиты начался океанический спрединг, как следствие однонаправленного устойчивого перемещения микроплиты на протяжении верхнего мела. Активность ячейки способна поддерживать медленный спрединг Евразийского бассейна. В тоже время близлежащие континенты испытывают растяжение и утонение. Выдвижение блока Амеразийской микроплиты обеспечивает в это время левосторонние сдвиги в арктической Канаде и правосторонние сдвиги на арктическом Российском шельфе и Чукотке.

После геодинамической перестройки 47.5 млн лет назад в Тихом океане ситуация в отношении Арктики радикально изменилась. Плиты Тихоокеанская и Кула, изменив свое направление, стали двигаться на северо-запад в абсолютной системе координат (см. рис. 3). Скорость плиты Кула по-прежнему в 2 раза больше скорости Тихоокеанской плиты, но площадь плиты значительно уменьшилась. А прекратит свое существование плита Кула, судя по линейным магнитным аномалиям на севере Тихоокеанской плиты, около 40 млн лет назад [1]. На глобусе на временной срез 44 млн лет назад (рис. 8) мы не стали отдельно выделять субдукцию плиты Кула, поскольку это принципиально не влияет на геодинамическую ситуацию. На ри-

сунке показаны: положение палеозон субдукции на это время (желтая линия), верхнемантийная возвратная ячейка (тонкие желтые линии). Вектора абсолютных движений плиты Кула и Тихоокеанской плиты совпадают по направлению. Хорошо видно, что в результате геодинамической перестройки 47.5 млн лет назад океанический материал литосферы почти перестал поступать под Арктику посредством субдукции, что связано с резким уменьшением интенсивности сопряженной верхнемантийной циркуляции под арктической литосферой. Вследствие этого скорость океанического спрединга в Евразийском бассейне должна была упасть, возможно, с некоторой задержкой по времени. Падение скорости океанического спрединга фиксируется на графике скорости 46 млн лет (см. рис. 1). В этом состоит геодинамический механизм перехода спрединга Евразийского бассейна в ультрамедленный режим.

После отмирания плиты Кула около 40 млн лет назад скорость вдоль значительной части субдукционной границы с Евразией уменьшилась вдвое, что, согласно геодинамической модели, означает соответствующее ослабление интенсивности мантийной циркуляции и возвратного течения под Чукоткой и северо-востоком России (см. рис. 3).

57 млн лет

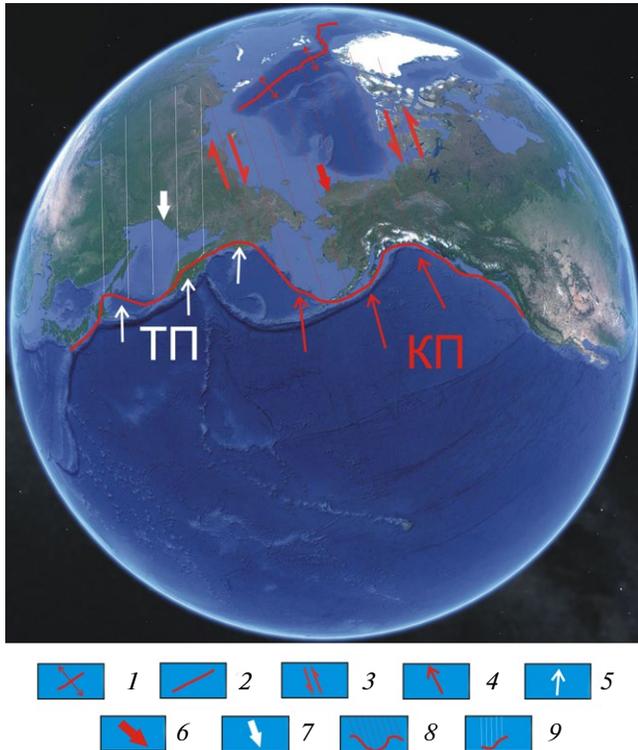


Рис. 7. Схема поступления литосферного океанического вещества под континентальную кору Арктического региона на время 57 млн лет (до времени изгиба Гавайско-Императорского хребта 47.5 млн лет) в соответствии с векторами движения океанических плит.

1 – спрединг на арктическом подводном хребте Гаккеля; 2 – система зон субдукции, действующая на это время; 3 – сдвиговые зоны; 4–5 – векторы скоростей движения: 4 – океанической плиты Кула (≈ 12 см/год), 5 – Тихоокеанической плиты (≈ 6.5 см/год); 6–7 – направление движения, в соответствии с воздействием верхнемантийной конвективной ячейки, навстречу Тихоокеанской зоне субдукции: 6 – арктической Амеразийской микроплиты, 7 – Евразийской плиты; 8–9 – горизонтальный размер подлитосферной верхнемантийной ячейки, образованной в результате субдукции океанской литосферы в глубоководных желобах: 8 – плиты Кула, 9 – Тихоокеанской плиты

График скорости спрединга (см. рис. 1) показывает дальнейшее поступательное снижение в период с 40 до 33 млн лет до рекордного минимума в 0.8 см/год. В последующем развитии Евразийского бассейна скорость спрединга постепенно увеличилась на 25% примерно с 24 млн лет по настоящее время до приблизительно 1 см/год. Незначительное на 30% повышение линейной скорости Тихоокеанской плиты относительно горячих точек фиксируется на графике скорости, рассчитанном для точки на северо-западной оконечности о. Хонсю за последние 27 млн лет [43]. Таким об-

разом, мы можем констатировать, что поведение спрединга в арктическом Евразийском бассейне контролируется направлением и скоростью движения Тихоокеанской плиты, поскольку оно связано с интенсивностью развития под литосферой Арктики верхнемантийной циркуляции с возвратным подлитосферным течением, движущем Амеразийскую микроплиту в сторону Тихого океана.

Имеются и другие тектонические следствия смены направления движения с северного на северо-западное Тихоокеанской плиты после 47.5 млн лет. Из-за усиления верхнемантийной циркуляции под Чукотско-Камчатским блоком он стал выдвигаться в сторону Тихоокеанской субдукции более интенсивно по сравнению с выдвиганием теряющей активность Амеразийской микроплиты. Эта микроплита движется силами, действующими на спрединговом хребте Гаккеля. В результате поменялась полярность сдвигов на Российском арктическом шельфе – они стали левосторонними. На Канадском арктическом шельфе сдвиги остались левосторонними за счет ультрамедленного спрединга в Евразийском бассейне. По-видимому, с этого времени северо-восточная и восточная окраины Азии под воздействием верхнемантийной возвратной ячейки стали областями утонения и растяжения земной коры, рифтогенеза и внутриплитного магматизма. Однако, масштаб магматической активности здесь должен был быть значительно меньше, чем в Большой Арктической Изверженной Провинции, поскольку крупный магматизм в ней обеспечивался за счет значительно более интенсивной верхнемантийной конвекции, сопряженной с большими скоростями, субдуцируемых под Арктику океанических плит Изанаги и Кула, – из-за этого в верхнемантийный резервуар поступал повышенный объем океанической литосферы с водой в минеральной фазе. Высвободившаяся в переходной зоне между верхней и нижней мантиями вода могла способствовать формированию Арктической Изверженной Провинции.

Начавшийся в эоцене процесс растяжения и рифтогенеза восточной окраины Азии привел к активации на южном борту Сибирской платформы в олигоцене самого крупного в регионе Байкальского рифта, заложившегося в позднем мелу-палеогене как односторонний грабен [19]. Причем, как показывают GPS наблюдения [29], Байкальский рифт продолжает расширяться. Согласно этим данным Амурская микроплита, восточным ограничением которой является западный борт рифта, движется на восток в направлении океана благодаря тянущему эффекту возвратной ячейки. Очевидно, что со временем Байкальский рифт будет продвигаться на север до соединения с Евразийским бассейном.

Рассмотрим причину геодинамической перестройки в Тихом океане 47.5 млн лет назад. Существуют теоретические оценки различных сил, действующих на океанические плиты, из которых

44 млн лет

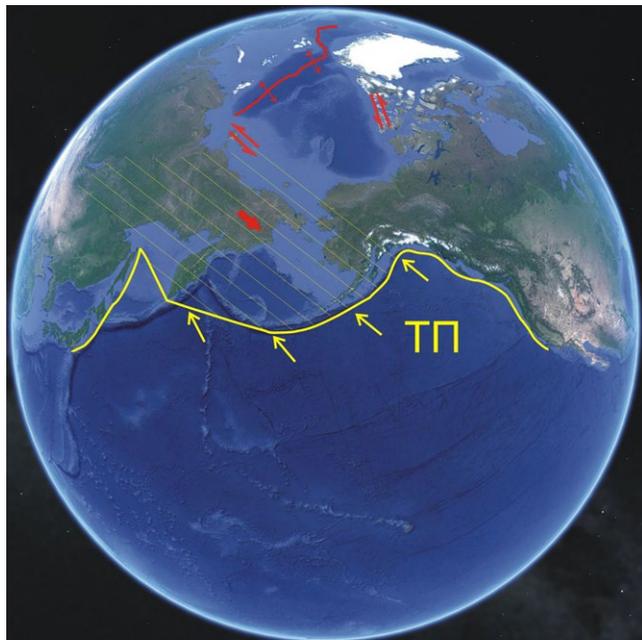


Рис. 8. Схема поступления литосферного океанического вещества под континентальную кору Арктического региона 44 млн лет назад (после времени изгиба Гавайско-Императорского хребта 47.5 млн лет назад) в соответствии с векторами движения океанических плит.

1 – спрединг на арктическом подводном хребте Гаккеля; 2 – действующая система зон субдукции; 3 – сдвиговые зоны; 4 – векторы скоростей движения Тихоокеанической плиты (≈ 5 см/год); 5 – направление движения Евразийской плиты навстречу Тихоокеанской зоне субдукции в соответствии с воздействием верхнемантийной конвективной ячейки, 6 – горизонтальный размер подлитосферной верхнемантийной ячейки, образованной в результате субдукции океанской литосферы Тихоокеанской плиты в глубоководных желобах

следует, что доминирующей движущей (> 90% всех возможных сил) силой является затягивание плиты в зону субдукции [37, 44, 63]. Поэтому, причину среднеэоценовой геодинамической перестройки в Тихом океане естественно связывать с трансформацией соответствующих зон субдукции. Наиболее часто приводится сценарий блокировки зоны субдукции слишком плавучим блоком, достаточно крупным, чтобы быть затянутым на глубину, и в этом случае он наращивает край континента – островную дугу [71]. В результате блокировки субдукция в данном регионе прекращается и движение литосферных плит вынужденно перестраивается и начинает развиваться в направлениях, где условия для субдукции являются более благоприятными [71]. Согласно U–Pb возрасту

цирконов из преддуговых базальтов, бонинитов и габбро в дуговых системах Идзу-Бонин–Марианской (51.7 млн лет [52]) и Тонга (51.2 млн лет [65]) вдоль западного края Тихоокеанской плиты была начата новая очень протяженная зона субдукции от Японии до Новой Зеландии примерно 52 млн лет назад. Одновременно с этим должна была произойти перестройка сопряженной с субдукцией верхнемантийной циркуляции. Напомним, что Тихоокеанская плита поменяла свое направление во время Гавайско-Императорского изгиба 47.5 млн лет назад, что на ~ 4 миллионов лет моложе заложения новой конвергентной границы. Таким образом, мы видим пример того, как после изменения субдукционной границы меняются через короткое время подлитосферные конвективные течения. Возникает взаимное влияние глубинной мантийной геодинамики течений и поверхностной литосферной тектоники плит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработана геодинамическая модель эволюции Арктики в позднем мелу и кайнозое, основанная на системе взаимодействия Тихоокеанской зоны субдукции с сопряженной верхнемантийной конвекцией, развивающейся под литосферой Арктики и Северо-Восточной Азии.

Кинематика литосферных плит в Арктике, в том числе поведение скорости спрединга в Евразийском бассейне, а также тектоника, внутриплитные напряжения и деформации, начиная с апта определяются возвратным подлитосферным течением верхнемантийной ячейки, которая тянет Американо-Евразийскую микроплиту, включающую хребет Ломоносова, котловину Макарова–Подводников и Канадскую, поднятие Альфа–Менделеева, Чукотку и Арктическую Аляску, в направлении зоны субдукции Тихого океана, что порождает утонение, растяжение коры, рифтогенез, а также магматизм в Центральной Арктике и на обширных российских шельфах. Данная геодинамическая модель верхнемантийной конвекции подтверждается сейсмографическими разрезами северо-востока Азии, а также численным моделированием конвекции верхней мантии, связанной с субдукцией на активной континентальной окраине. С позиции геодинамической модели, деформации континентального склона морей Лаптевых и Восточно-Сибирского происходили в условиях океанического спрединга (Евразийский бассейн) и растяжения континентальной коры (котловина Подводников), когда хребет Ломоносова совместно с остальной частью Американо-Евразийской микроплиты двигались по сходящимся протяженным разломным зонам в направлении Тихоокеанской зоны субдукции. Континентальный хребет Ломоносова изгибается с изломом вследствие перемещения в геометрически сужающемся пространстве.

Активность (скорость) арктической верхнемантийной возвратной конвективной ячейки определя-

ется объемом поступающего через зоны стока (субдукции) океанического литосферного материала, или, в конечном счете, величиной и направлением вектора скорости субдукции океанических плит Тихого океана. От скорости арктической возвратной ячейки зависит скорость движения Американо-Азиатской микроплиты, а также скорость спрединга в Евразийском бассейне.

Мантийные плюмы (горячие точки) формируют в значительной степени стационарную абсолютную систему отсчета относительно оси вращения Земли, поскольку перемещения горячих точек на порядок меньше движений литосферных плит. В абсолютной системе отсчета Тихоокеанская плита с 81 до 47.5 млн лет назад двигалась в направлении на север, что подтверждается независимыми палеомагнитными данными, а также согласуется с тектонической историей аккреционных складчатых поясов севера Тихого океана. Движение Тихоокеанской плиты 47.5 млн лет назад изменило направление с северного на северо-западное.

Тихоокеанская плита, а вместе с ней и плита Кула, в период времени 81—47.5 млн лет назад движутся в северном направлении относительно системы горячих точек, при этом в зонах субдукции они погружаются ортогонально под центральную Арктику. Подлитосферная конвективная ячейка покрывает практически всю площадь Арктического региона. Такая геодинамическая ситуация позволяла поддерживать достаточную интенсивность циркуляции верхнемантийной ячейки. В результате фронт ячейки, медленно продвигаясь вглубь Северного Ледовитого океана в течение верхнего мела, достигнул хребта Ломоносова, что привело к его отрыву от края Карско-Баренцево-морского шельфа. Как следствие, около 56.5 млн лет назад началось формирование океанической коры в режиме медленного спрединга со скоростью 2.56 см/год в Евразийском бассейне и в результате Американо-Азиатская микроплита стала выдвигаться вперед по отношению к Евразийскому и Северо-Американскому континентам. Выдвижение Американо-Азиатской микроплиты обеспечивает в это время левосторонние сдвиги в арктической Канаде и правосторонние сдвиги на арктическом Российском шельфе и Чукотке.

Геодинамическая перестройка 47.5 млн лет назад в Тихом океане радикально поменяла ситуацию в отношении Арктики. Плиты Тихоокеанская и Кула, изменив свое направление, стали двигаться на северо-запад в абсолютной системе. С этого времени океанический материал практически перестал поступать под Арктику в значимых объемах. Верхнемантийная возвратная ячейка перешла в пассивный режим работы. Вследствие этого скорость океанического спрединга в Евразийском бассейне упала 46 млн лет назад с некоторой задержкой по времени. В этом и состоит физическая причина перехода спрединга в ультрамедленный режим. График скорости спрединга Евразийского бассейна полностью согласуется с кинематикой

(скоростью субдукции) плиты Кула (до 40 млн лет) и Тихоокеанской плиты. Из-за стока литосферного материала в зонах субдукции под Чукотско-Камчатский блок он стал выдвигаться вперед по отношению к Американо-Азиатской микроплите. В результате поменялась полярность сдвигов на Российском арктическом шельфе — они стали левосторонними.

Причиной геодинамической перестройки в Тихом океане 47.5 млн лет явилось формирование примерно 51.5 млн лет назад новой протяженной субдукционной границы от Японии до Новой Зеландии на западе Тихого океана. После изменения субдукционной границы через 4 млн лет поменялись подлитосферные конвективные течения. В наличии взаимное влияние, геодинамика (глубинные конвективные ячейки) определяет движение литосферных плит при стабильных зонах субдукции, а при изменении конфигурации зон субдукции на уровне тектоники плит вскоре меняются глубинные конвективные ячейки. Литосферные плиты и подлитосферные конвективные течения образуют единую взаимосвязанную систему.

Благодарности. Авторы благодарны В.Д. Котелкину (ИФЗ РАН, г. Москва) за предоставленные результаты вычислительного эксперимента, которые были использованы в работе.

Финансирование. Работа выполнена в рамках темы «Тектоника деформируемых литосферных плит и геодинамическая эволюция океанской литосферы: геодинамическая эволюция Арктики и зоны перехода от Тихого океана к Евразии» (государственная регистрация № 0149-2018-0015), а также при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-70012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вержбицкий Е.В., Кононов М.В.* Генезис литосферы северной части Мирового океана. М.: Научный мир, 2010. 480 с.
2. *Вержбицкий Е.В., Кононов М.В., Бяков А.Ф., Дублюб В.П.* Особенности эволюции литосферы Гавайско-Императорской системы хребтов (Тихий океан) по геофизическим данным // *Геотектоника*. 2006. № 6. С. 73–89.
3. *Вержбицкий Е.В., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Бяков А.Ф.* Возраст и генезис структур Американо-Азиатского бассейна // *Физика Земли*. 2012. № 11. С. 3–14.
4. *Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В. и др.* Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
5. *Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Толмачева Т.Ю. и др.* К проблеме палеотектонических реконструкций в Арктике и тектонического единства территории Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // *ДАН*. 2013. Т. 451. № 4. С. 423–429.
6. *Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Д.М.* История формирования Евразийского бассейна Северного Ледо-

витого океана по результатам геисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.

7. Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1126–1144.

8. Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Суцеская Н.М. Спрединовые хребты и трансформные разломы // Мировой океан / Л.И. Лобковский (ред.). М.: Научный мир, 2013. Т. 1. С. 92–170.

9. Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188–1203.

10. Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т.2. 333 с.

11. Казмин Ю.Б., Лобковский Л.И., Кононов М.В. Геодинамическая модель развития Американо-Арктического бассейна Арктики (к обоснованию принадлежности хребта Ломоносова, поднятия Менделеева и котловины Подводников к Российской материковой окраине) // Арктика: экология и экономика. 2014. Т.16. № 4. С.14–27.

12. Казмин Ю.Б., Лобковский Л.И., Кононов М.В. Геодинамическая модель эволюции Арктического бассейна в мезо- и кайнозой // ДАН. 2015. Т.462. № 5. С. 565–571.

13. Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 168 с.

14. Котелкин В.Д. Численное моделирование термомеханической мантийной конвекции и циклическая эволюция континентов и океанов. М.: ИОРАН, 2008. 275 с.

15. Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л. и др. Реконструкции перемещений плит в Арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1108–1125.

16. Лавров Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.

17. Лобковский Л.И., Вержбицкий В.Е., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель эволюции арктического региона в позднем мезозое-кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Арктика: Экология и экономика. 2011. № 1. С. 104–115.

18. Лобковский Л.И., Инюхин А.В., Котелкин В.Д. Субдукция и цикличность процессов в верхней мантии // ДАН. 2014. Т. 459. № 3. С. 332–337.

19. Мац В.Д. Байкальский рифт: плиоцен (миоцен) – четвертичный эпизод или продукт длительного развития с позднего мела под воздействием различных тектонических факторов. Обзор представлений // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т.6. № 4. С. 467–489.

20. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника. 1993. Т.1. С. 68–78.

21. Пучков В.Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. 2009. №1. С. 3–22.

22. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент-Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики / О.Ю. Гаврилов, С.А. Куренков (ред.). М.: Наука, 1999. С. 30–84. (Тр. ГИН РАН. Вып. 515.).

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

24. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненишайн Л.П. Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С.32–42.

25. Шипилов Э.В., Верниковский В.А. Строение области сочленения Свальбарской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 75–92.

26. Шрейдер А. А. Линейные магнитные аномалии Северного Ледовитого океана // Океанология. 2004. Т.44. №.5. С.768–777.

27. Alvey A., Gaina C., Kuszniir N.J., Torsvik T.H. Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 274. No. 3-4. P. 310–321.

28. Anderson D.L. The thermal state of the upper mantle; No role for mantle plumes // Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 27. P. 3623–3626.

29. Apel E.V., Bürgmann R., Steblov G., Vasilenko N., King R., Prytkov A. Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // Geophys. Res. Lett. 2006. Vol. 33. No. 11. P. 1–5.

30. Borgia A., Treves B. Volcanic plates overriding the ocean crust: structure and dynamics of Hawaiian volcanoes // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1992. Vol. 60. No.1. P. 277–299.

31. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg R., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // Geology. 2003. Vol. 31. No. 9. P. 825–828.

32. Christensen U. Fixed hotspots gone with wind // Nature. 1998. Vol. 293. P. 729–740.

33. Clague D.A., Dalrymple G.B. The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part 1. Geologic evolution // Volcanism in Hawaii / R.W. Decker, T.L. Wright, P.H. Stauffer (eds.). Washington, USA: US Government Print. Office, 1987. Vol. 1. P. 5–54.

34. Clouard V., Bonneville A. Ages of seamounts, islands, and plateaus on the Pacific plate // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 2005. Vol. 388. P. 71–90.

35. Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 205. P. 295–308.

36. Dalrymple G.B., Clague D.A. Conventional and ⁴⁰Ar/³⁹Ar K–Ar ages of volcanic rocks from Ojin (Site 430), Nintoku (Site 432) and Suiko (Site 433) seamounts and the chronology of volcanic propagation along the Hawaiian-Emperor chain // Initial Rep. DSDP. 1980. Vol. 55. P. 659–676.

37. Davies G.F., Richards M.A. Mantle convection // J. Geol. 1992. Vol. 100. P. 151–206.

38. *Delescluse M., Funck T., Dehler S.A. et al.* The oceanic crustal structure at the extinct, slow to ultraslow Labrador Sea spreading center // *J. Geophys. Res.* 2015. Vol. 120. P. 5249–5272.
39. *Døssing 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. Vol. 292. P. 239–253.
40. *Dobrovine P.V., Tarduno J.A.* Late Cretaceous paleolatitude of the Hawaiian hot spot: New paleomagnetic data from Detroit Seamount (ODP Site 883) // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2004. Vol. 5. No. 11. Q11L04. P. 1–16.
41. *Duncan R.A., Clague D.A.* Pacific plate motion recorded by linear volcanic chains // *Ocean Basins and Margins* / A.E.M. Nairn (ed.). N.Y.: Plenum Press, 1985. Vol. 7A. P. 89–121.
42. *Duncan R.A., Tarduno J.A., Scholl D.W.* Leg 197 Synthesis: Southward motion and geochemical variability of the Hawaiian Hotspot // *Proceedings ODP Sci. Results.* 2006. Vol. 197. P. 1–39.
43. *Engebretson D.C., Cox A.V., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // *GSA Spec. Pap.* 1985. Vol. 206. P. 1–59.
44. *Forsyth D.W., Uyeda S.* On the relative importance of the driving forces of plate motion // *Geophys. J. Royal Astr. Soc. London.* 1975. Vol. 43. P. 163–200.
45. *Gaina C., Nikishin A.M., Petrov E.I.* Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region: A link to the Eureka orogeny? // *Arktos.* 2015. Vol. 1. No. 1. P. 1–16.
46. *Garcia M.O., Smith J.R., Tree J.P. et al.* Petrology, geochemistry, and ages of lavas from Northwest Hawaiian Ridge volcanoes // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper.* 2015. Vol. 511. P. 1–25.
47. *Gion A.M., Williams S.E., Müller R.D.* A reconstruction of the Eureka Orogeny incorporating deformation constraints // *Tectonics.* 2017. Vol. 36. No. 2. P. 304–320.
48. *Golonka J.* Phanerozoic palaeoenvironment and palaeolithofacies maps of the Arctic region // *Geol. Soc. London. Memoirs.* 2011. Vol. 35. No. 1. P. 79–129.
49. *Gordon R.G., Cox A.* Calculating palaeomagnetic poles for oceanic plates // *Geophys. J. Int.* 1980. Vol. 63. No. 3. P. 619–640.
50. *Grantz A., Hart P.E., Childers V.A.* Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean // *Geol. Soc. London Memoirs.* 2011. Vol. 35. No. 1. P. 771–799.
51. *Horner-Johnson B.C., Gordon R.G.* True polar wander since 32 Ma BP: A paleomagnetic investigation of the skewness of magnetic anomaly 12r on the Pacific plate // *J. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115. B09101. P. 1–16.
52. *Ishizuka O., Tani K., Reagan M.K. et al.* The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 306. P. 229–240.
53. *Jackson H.R., Gunnarsson K.* Reconstructions of the Arctic: Mesozoic to present // *Tectonophysics.* 1990. Vol. 172. No. 3. P. 303–322.
54. *Koivisto E.A., Gordon R.G., Dyment J., Arkani-Hamed J.* The spreading-rate dependence of anomalous skewness of Pacific plate magnetic anomaly 32: Revisited // *Lithosphere.* 2011. Vol. 3. P. 371–378.
55. *Koppers A.A.P., Duncan R.A., Steinberger B.* Implications of a nonlinear $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age progression along the Louisville seamount trail for models of fixed and moving hot spots // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2004. Vol. 5. Q06L02. P. 1–22.
56. *Koppers A.A.P., Yamazaki T., Geldmacher J., Gee J.S., Pressling N., Hoshi H. et al.* Limited latitudinal mantle plume motion for the Louisville hotspot // *Nature Geosci.* 2012. Vol. 5. P. 931–917.
57. *Koppers A.A.P.* Mantle plumes persevere // *Nature Geosci.* 2011. Vol. 4. P. 816–817.
58. *Lane L.S.* Canada Basin, Arctic Ocean: evidence against a rotational origin // *Tectonics.* 1997. Vol. 16. No. 3. P. 363–387.
59. *Larson K.M., Freymueller J.T., Philipson S.* Global plate velocities from the Global Positioning System // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. No. B5. P. 9961–9981.
60. *Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M.* Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // *Geol. Soc. Amer. Spec. Papers.* 2002. P. 333–358.
61. *Lawver L.A., Scotese C.R.* A review of tectonic models for the evolution of the Canada Basin / Vol. L. The Arctic Ocean Region, In *The Geology of North America.* Boulder, Colorado: Government Print. Office, 1990. P. 593–618.
62. *Le Breton E., Cobbold P.R., Dauteuil O., Lewis G.* Variations in amount and direction of seafloor spreading along the northeast Atlantic Ocean and resulting deformation of the continental margin of northwest Europe // *Tectonics.* 2012. Vol. 31. TC5006. P. 1–16.
63. *Lithgow-Bertelloni C., Richards M.A.* The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions // *Rev. Geophys.* 1998. Vol. 36. P. 27–78.
64. *Lobkovsky L.I., Kononov M.V., Verzhbitsky V.E. et al.* 3D geodynamics of Arctic region and model of Amerasia Basin formation // *Proceed. ICAM VI.* Fairbanks, USA. 2011. P. 287–320.
65. *Meffre S., Fallon T.J., Crawford T.J. et al.* Basalts erupted along the Tongan fore arc during subduction initiation: Evidence from geochronology of dredged rocks from the Tonga fore arc and trench // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2012. Vol. 13. Q12003. P. 1–17.
66. *Miller E.L., Toro J., Gehrels G. et al.* New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U–Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics.* 2006. Vol. 25. No. 3. TC3013. P. 1–13.
67. *Morgan W.J.* Convection plumes in the lower mantle // *Nature.* 1971. Vol. 230. P. 42–43.
68. *Natland J.H., Winterer E.L.* Fissure control on volcanic action in the Pacific // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper.* 2005. Vol. 388. P. 687–710.
69. *Neall V.E., Trewick S.A.* The age and origin of the Pacific islands: a geological overview // *Philosoph. Transact. Royal Soc. Ser. B. Biol. Sci.* 2008. Vol. 363. No. 1508. P. 3293–3308.
70. *Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I., Malyshev N.A., Freiman S.I.* Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics.* 2018. Vol. 746. P. 64–82.

71. *Niu Y.* Origin of the 43 Ma Bend Along the Hawaiian-Emperor Seamount Chain: Problem and Solution // *Oceanic Hotspots / R. Hekinian, P. Stoffers, J.-L. Cheminée (eds.)*. Berlin, Heidelberg: Springer, 2004. P. 143–155.
72. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al.* Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // *US Geol. Survey. Profes. Paper*. 2000. Vol. 1626. 230 p.
73. *Oakey G.N., Chalmers J.A.* A new model for the Paleogene motion of Greenland relative to North America: Plate reconstructions of the Davis Strait and Nares Strait regions between Canada and Greenland // *J. Geophys. Res.* 2012. Vol. 117. B10401. P. 1–28.
74. *O'Connor J.M., Steinberger B., Regelous M. et al.* Constraints on past plate and mantle motion from new ages for the Hawaiian-Emperor Seamount Chain // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. Vol. 14. P. 4564–4584.
75. *Piepjohn K., von Gosen W., Tessensohn F.* The Eureka deformation in the Arctic: an outline // *J. Geol. Soc. London*. 2016. Vol. 173. No. 6. P. 1007–1024.
76. *Plates, Plumes and Planetary Processes // G.R. Foulger, D.M. Jurdy (eds.) / Geol. Soc. Am. Spec. Paper*. 2007. Vol. 430. 998 p.
77. *Roest W.R., Srivastava S.P.* Sea-floor spreading in the Labrador Sea: A new reconstruction // *Geology*. 1989. Vol. 17. No. 11. P. 1000–1003.
78. *Rowley D.B., Lottes A.L.* Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to present // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 155. No. 1. P. 73–120.
79. *Sandwell D., Fialko Y.* Warping and cracking of the Pacific plate by thermal contraction // *J. Geophys. Res.* 2004. Vol. 109. B10411. P. 1–12.
80. *Sandwell D.T., Winterer E.L., Mammerrickx J. et al.* Evidence for diffuse extension of the Pacific plate from Pukapuka ridges and cross-grain gravity lineations // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. P. 15 087–15 099.
81. *Seidman L.E.* New Evidence that the Emperor Chain Records Motion of the Pacific Plate Relative to the Deep Mantle // *MSc. Thesis. Rice Univ. USA*. 2015. 58 p.
82. *Seton M., Muller R.D., Zahirovic S. et al.* Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // *Earth Sci. Rev.* 2012. Vol. 113. P. 212–270.
83. *Sharp W.D., Clague D.* 50-Ma initiation of Hawaiian-Emperor bend records major change in Pacific plate motion // *Science*. 2006. Vol. 313. P. 1281–1284.
84. *Sleep N.H.* Origins of the plume hypothesis and some of its implications // *GSA Spec. Papers* 2007. Vol. 430. P. 29–45.
85. *Sokolov S.D.* Tectonics of Northeast Asia: An overview // *Geotectonics*. Vol. 44. No 6. P. 493–509.
86. *Srivastava S.P.* Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic // *Geophys. J. Royal Astron. Soc.* 1978. Vol. 52. No. 2. P. 313–357.
87. *Stavsky A.P., Chekhovich V.D., Kononov M.V., Zonenshain L.P.* Plate tectonics and palinspastic reconstructions of the Anadyr-Koryak region, Northeast USSR // *Tectonics*. 1990. Vol. 9. P. 81–101.
88. *Tegner C., Storey M., Holm P.M. et al.* Magmatism and Eureka deformation in the High Arctic Large Igneous Province: ^{40}Ar – ^{39}Ar age of Kap Washington Group volcanics, North Greenland // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 303. P. 203–214.
89. *Tessensohn F., Piepjohn K.* Eocene compressive deformation in Arctic Canada, North Greenland and Svalbard and its plate tectonic causes. // *Polarforschung*. 2000. Vol. 68. P. 121–124.
90. *Torsvik T.H., Doubrovine P.V., Steinberger B. et al.* Pacific plate motion change caused the Hawaiian-Emperor Bend // *Nature Communications*. 2017. Vol. 8. P. 15660–15672.
91. *Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 1071–1089.
92. *Wessel P., Kroenke L.W.* Pacific absolute plate motion since 145 Ma: An assessment of the fixed hot spot hypothesis // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. No. B6. B6101. P. 1–21.
93. *Whittaker J.M., Muller R.D., Leitchenkov G. et al.* Major Australian–Antarctic plate reorganization at Hawaiian–Emperor bend time // *Science*. 2007. Vol. 318. P. 83–86.
94. *Wilson J.T.* A possible origin of the Hawaiian Islands // *Canadian J. Phys.* 1963. Vol. 41. P. 863–870.
95. *Zhao D., Yamamoto Y., Yanada T.* Global mantle heterogeneity and its influence on teleseismic regional tomography // *Gondwana Research*. 2013. Vol. 23. No. 2. P. 595–616.
96. *Zonenshain L.P., Kononov M.V., Savostin L.A.* Pacific and Kula/Eurasia relative motions during the last 130 Ma and their bearing on orogenesis in northeast Asia // *AGU Geodynam. Ser.* 1987. Vol. 21. P. 29–48.
97. Topographic/bathymetry base by [<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/2minrelief.html>]. Accessed May 29, 2019.

Рецензенты В.Н. Пучков, С.Д. Соколов

Influence of the Upper-Mantle Convective Cell and Related Pacific Plate Subduction on Arctic Tectonics in the Late Cretaceous–Cenozoic

M.V. Kononov^{a,*}, L.I. Lobkovsky^{a,b}

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 117997, Moscow, Russia*
^{a,b}*Moscow Institute of Physics and Technology, 141701, Moscow Region, Dolgoprudny, Russia*
**e-mail: mvkononov@yandex.ru*

Received May 27, 2019; Revised August 1, 2019; Accepted September 24, 2019

Abstract – The paper considers the history of the spreading of the Eurasian basin. The sharp deceleration of the spreading rate in the Eocene about 46 million years ago, which is fixed by the distribution of linear magnetic anomalies, is noted. That jump in velocity is clarified from the perspective of the geodynamic model but shouldn't be explained by the northern motion of Greenland. The geodynamic processes of the Pacific subduction zone generate an upper mantle convective cell with return flow dragging the Arctic continental lithosphere in the direction of the Pacific subduction zone. The geodynamic mechanism is confirmed by seismic tomographic mantle sections of the northeastern margin of Asia and the numerical model of the upper mantle convection of the active continental margin. It is the activity of the upper mantle convective return cell, which is determined by the runoff volume and, ultimately, the speed and direction of the Kula plate and Pacific plate subduction vectors in the subduction zone, affects tectonics and kinematics of the plates of the Eurasian basin. In the Middle Cretaceous–Middle Eocene and for about 73 Ma the return cell has been active, since the Kula and Pacific plates move north and submerged orthogonally beneath the Central Arctic. After the Middle Eocene geodynamic reorganization about 47.5 million years ago, oceanic plates in the Pacific Ocean begin to move to the northwest. As a result, the transport of the oceanic Pacific Ocean lithospheric substance to the arctic convective return cell has practically ceased. After the restructuring, the spreading of the Eurasian basin slowed down about 46 million years ago to an ultra-slow regime. The main tectonic and geodynamic consequences of applying the proposed geodynamic model for the Arctic in the Late Cretaceous–Cenozoic are considered.

Keywords: World Ocean, Arctic Ocean, geodynamic model, geodynamics, tectonics of deformable lithospheric plates, tectonics of the Arctic region, plumes, convective return cell