

УДК 551.242.2(268)

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

© 2007 г. Академик В. Е. Хаин, Н. И. Филатова

Поступило 15.03.2007 г.

Арктическая область Земли представляет собой в тектоническом отношении мозаику, состоящую из блоков древней, докембрийской континентальной коры, спаянных поясами более молодой позднепротерозойско-мезозойской коры и разделенных впадинами с новообразованной позднеюрско-кайнозойской океанической корой. Периферическое положение занимают наиболее крупные докембрийские кратоны – Североамериканский с тяготеющей к нему Гренландией (в ретроспективе это Лаврентия), Восточно-Европейский (Балтика) и Сибирский. В центральной Арктике размещены фрагменты еще одного континентального массива, выступающие над уровнем океана в Северо-Восточной Земле Шпицбергена (Свальбарда), Земле Франц-Иосифа, Северном острове Новой Земли, Северной Земле, Новосибирском архипелаге, архипелаге Де Лонга, Земле Пири в Канадском Арктическом архипелаге и в подводных хребтах Ломоносова, Менделеева, Чукотском. В совокупности она была названа Арктидой Л.П. Зоненшайном и Л.М. Натаповым [1], но еще в 1935 г. Н.С. Шатский назвал восточно-арктический фрагмент этого массива Гиперборейской платформой; поэтому применение к нему термина “Гиперборея” также правомерно. Возраст фундамента Гипербореи-Арктиды, судя по данным, полученным на Северо-Восточной Земле Шпицбергена и о Северном Новой Земли, и датировкам обломочных цирконов из более восточных районов [2], скорее всего гренвильский, с возможным включением более древних элементов. Таким образом, можно предполагать, что Гиперборея-Арктида вместе с Лаврентией, Балтикой и Сибирью к началу позднего протерозоя, т.е. 1.0 млрд. лет назад, входила в состав суперконтинента Родиния, а все эти кратоны представляют его обломки. При этом следует подчеркнуть, что Родиния была сформирована и существовала вне современной Арктики, и это касается не только Родинии, но и более молодых байкальских и каледонских складчатых поясов, судя хотя бы по рас-

пространению в их ниже- и среднепалеозойских осадочных чехлах карбонатов, красноцветов и эвапоритов. И только в самом конце палеозоя, уже в составе вегенеровской Пангеи, вся эта мозаика в своем северном дрейфе достигла арктических широт.

Основным предметом настоящего сообщения является Российская Восточная Арктика, представляющая ее относительно наименее изученный регион. Поскольку структуры этого региона непрерывно продолжают в западную Арктическую Аляску, рассмотрение основных этапов тектонического развития этого региона невозможно без привлечения материалов и по Аляске.

В общем Восточная Арктика включает (рис. 1) фрагменты докембрийского Гиперборейского кратона, а также байкальских, каледонских и позднекимммерийского (среднемелового) орогенных поясов. Последний из них, с юга ограниченный среднемеловой Южно-Анюйской-Кобук коллизонной сутурой, представлен Новосибирско-Чукотско-Бруксовской складчато-покровной системой, которая включает внутреннюю Чукотскую зону (сопровождающуюся гранито-гнейсовыми куполами) и фронтальную надвиговую зону, к которой примыкают меловые синнадвиговые бассейны. Полярная область Восточной Арктики охватывает позднеюрские–меловые океанические котловины (Канадскую и Подводников-Макарова) и разделяющие их микроконтинентальные блоки (Ломоносовский, Менделеевский и Чукотский) [3, 4]. Примыкающая к котловинам континентальная кора нарушена позднемезозойскими–кайнозойскими магматическим куполом Де-Лонга и рифтогенными синсдвиговыми осадочными бассейнами (рис. 1).

Синтез данных выявил четыре главных эпохи тектогенеза, имевших кардинальное значение для становления и преобразования континентальной коры в пределах Восточной Арктики: мезопротерозойский гренвильский, поздневендский–раннекембрийский байкальский, позднедевонский элсмирский и среднемеловой (позднекимммерийский или брукский) (рис. 2).

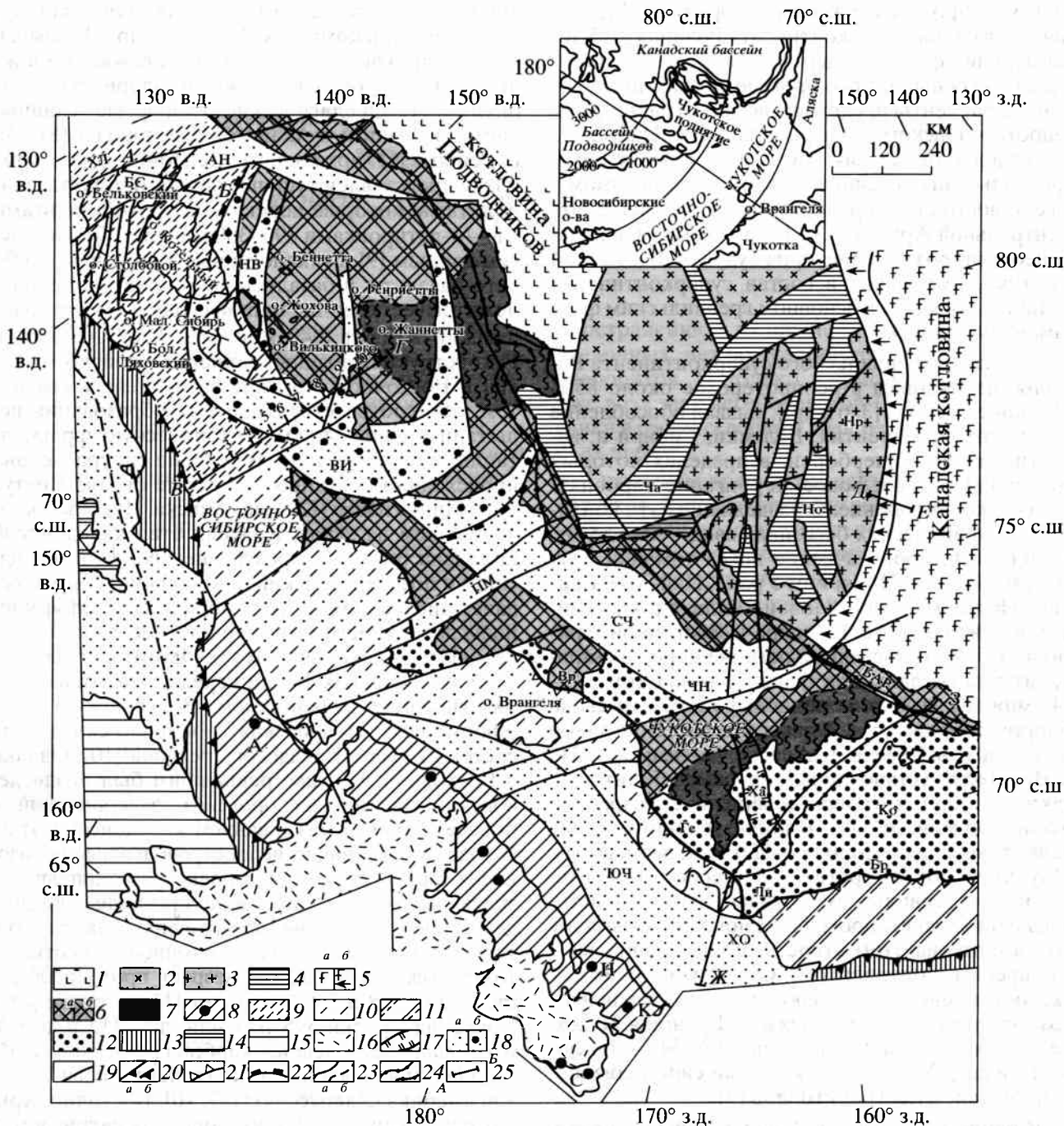
Наиболее проблематичной является докембрийская история развития современной Аркти-

ки. В мезопротерозое эта территория входила, вероятно, в состав суперконтинента Родиния [3, 5, 6]. Последний оформился в результате мезопротерозойского гренвильского орогенеза, спаявшего водоедино фрагменты предшествовавшего ранне-среднепротерозойского суперконтинента Пангея II (известного также как Мегагея или Колумбия). Гренвильский орогенный пояс имел, по-видимому, северо-восточное продолжение в современной Центральной Арктике [3]. Таким образом, к началу неопротерозоя территория будущей Восточной Арктики, входившая в состав суперконтинента Родиния, обладала в основном гренвильским фундаментом (рис. 2).

Распад эпигренвильского суперконтинента Родиния, начавшийся в неопротерозое около 850–830 млн. лет назад [3, 6 и др.], вызвал обособление континентов Лаврентия, Балтики, Сибири и, вероятно, прото-Гипербореи, в пределах которых происходило шельфовое терригенно-карбонатное осадконакопление. О разделявших эти континенты океанических бассейнах свидетельствуют, в частности, орогенические пояса тиманид и их продолжение на Полярном Урале, Пай-Хое, Вайгаче и Южном острове Новой Земли, а также байкалит центрального Таймыра и Восточной Арктики [3, 5, 7]. В последнем регионе породы амфиболит-зеленосланцевой фации с возрастом 592–547 млн. лет известны на шельфе к югу от свода Барроу, в гранито-гнейсовых куполах Восточной Чукотки и в Северной Аляске [8–10 и др.]. На о. Врангеля установлены ортоамфиболиты, а также габбро и габбро-долериты с возрастом около 700 млн. лет [9]. В конце неопротерозоя–начале кембрия (около 660–550 млн. лет назад) в результате нового орогенеза Гиперборея с протерозойско-гренвильским фундаментом нарасталась байкальским орогенным поясом. Весьма вероятно, что на этом этапе она воссоединилась с Сибирским континентом. Структуры байкальского орогенеза включают также ортогнейсы, возраст протолитов которых на о. Врангеля, Чукотке и Аляске лежит в пределах 750–547 млн. лет [8–12 и др.]. Установлен коровый синколлизийный генезис этих гранитоидов [9].

В раннем палеозое на Гиперборейском кратоне продолжалось терригенно-карбонатное осадконакопление. Океанические пространства этого времени, судя по размещению глубоководных фаций, занимали запад Канадского Арктического архипелага (включая о. Элсмир с аллохтоном ордовикских офиолитов Пирия [3, 10]), а также Западную Аляску и современное южное обрамление котловин Канадской и Подводников (включая острова Генриетты и Жаннетты) и соединялись, по-видимому, с океаном Япетус [1, 3, 7, 10], раскрытие которого произошло около 570–530 млн. лет назад [6, 10]. На Аляске и в Восточной Арктике океанические, окраинноморские и островодужные

породы нижнего палеозоя выделяются обычно в франклинский комплекс [8, 10, 13 и др.]. К нему, в частности, относятся вскрытые скважинами южнее свода Барроу ордовикские и силурийские турбидиты, гемипелагические глинистые сланцы, яшмы, кремни и вулканогенные породы [8]. На о. Генриетты архипелага Де-Лонга этот комплекс представлен туфопесчаниками и туфоалевролитами, которые перекрыты трахибазальтами с К–Аг-датировками 390–300 млн. лет [7]. По другим данным [9], вулканогенные турбидиты, андезиты-базальты и базальты о. Генриетты принадлежат известково-щелочной серии и имеют ордовикский возраст (440 млн. лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -метод). Реконструкция позиции раннепалеозойского океана в Восточной Арктике затруднена в связи с тем, что соответствующие ему образования испытывали в дальнейшем тектоническую фрагментацию и перемещение. В течение силура–девона происходило поэтапное закрытие океана Япетус с его Иннуитским (Канада, Аляска, Чукотка) продолжением на запад. Каждый этап каледонской коллизии (рис. 2) – предсреднедевонский (скандинавский) и позднедевонский (элсмирский) сопровождался дислокациями, метаморфизмом, оформлением поверхности структурного несогласия и завершался накоплением субконтинентальных грубообломочных фаций нередко в ассоциации с бимодальным вулканизмом. В скандинавскую фазу оформилась Иннуитская покровно-складчатая система Северо-Канадского региона [10]. Однако в Восточной Арктике решающим был позднедевонский элсмирский орогенез, завершившийся определенным запаздыванием каледонский этап. В ходе его океанические и островодужные образования франклинского комплекса претерпели интенсивные деформации. Синколлизийные позднедевонские гранитоиды (превращенные затем в ортогнейсы) известны на восточной Чукотке в Кооленском куполе, где возраст протолитов составляет 374.8 и 369.6 млн. лет [11], а также в хр. Брукс (датировки 395–375 млн. лет) [13 и др.]. В итоге на рубеже девона–карбона оформилась обширная эпикаледонская континентальная плита Евразия (Лавруссия) [1, 7, 10], Восточно-Арктический сектор которой мы рассматриваем в данной работе. В конце девона и начале карбона в регионах Восточной Арктики (включая современные шельфы морей) и Сибири широко проявился континентальный рифтогенез с возникновением, в частности, рифта Ханна. Вероятно, этому этапу отвечает раскрытие океанических бассейнов Оймяконский и Ангаючам [7, 10]. Что касается Южно-Ангойского бассейна (совместно с бассейном Ангаючам, окаймлявшего с юга пассивную окраину Гипербореи), то его или рассматривают как часть этого палеозойского океанического пространства [14 и др.], или считают следствием юрского рифтогенеза [7, 10]. Более



вероятно поэтапное раскрытие океана Ангаучам–Южный Анжуй с постепенным продвижением зоны спрединга последнего на северо-запад. Судя по данным [14], в карбоне эта зона достигла примерно современного меридиана 165° в.д. и лишь в конце раннего–начале среднего мезозоя распространилась западнее до долготы о. Бол. Ляховский.

С конца карбона началось сближение кратонов, постепенное закрытие Уральского океана и образование Пангеи, куда вошла и мозаика структур

будущей Арктики. В Восточно-Арктическом секторе эпикаледонской плиты с позднего карбона по средний триас происходило шельфовое осадконакопление (рис. 2). Начиная с позднего триаса здесь появились признаки растяжения и деструкции континентальной коры, что явилось предвестником образования Амеразийского океанического бассейна (в составе котловин Канадской и Макарова-Подводников), который возник как бы “навстречу” будущей Северной Атлантике. Режим растяжения привел в позднем триасе–юре к погруже-

Рис. 1. Тектоническая схема Восточной Арктики. 1–5 – структуры Центральной Арктики: 1 – впадины Макарова-Подводников с предположительно позднемеловой океанической корой, 2 – поднятие Менделеева предположительно континентальной природы, 3 – Чукотское поднятие (фрагмент Гиперборейского кратона), 4 – рифты, нарушившие поднятия Менделеева и Чукотское: Ча – Чарли, Но – Нортвинд, 5 – позднеюрский–среднемеловой Канадский океанический бассейн (а), зона поддвига (б); 6, 7 – Восточно-Арктический сектор эпикаледонской континентальной плиты (в составе эпибайкальского Гиперборейского кратона и каледонских орогенных поясов): 6 – Гиперборейский эпибайкальский кратон со слабдеформированным чехлом (а), нарушенным куполом Де-Лонга (мел-кайнозойский мантийный диапир) (б), 7 – фрагменты предполагаемых каледонских орогенных поясов (элсмирская орогения) под чехлом среднепалеозойских–мезозойских отложений; 8–11 – Новосибирско-Чукотско-Бруксовская складчато-покровная система: пассивная окраина эпикаледонской плиты, вовлеченная в позднеюрский–среднемеловой орогенез: 8 – внутренняя Чукотская зона (черными кружками обозначены гранито-гнейсовые купола: А – Алярмаутский, К – Кооленьский, Н – Нешканский, С – Сенявинский), 9–11 – фронтальная надвиговая зона с фрагментами хинтерленда (9 – Новосибирский сегмент, 10 – Врангелевский сегмент, 11 – сегмент хр. Брукс); 12 – син- и постколлизийные меловые бассейны (Ко – бассейн Колвилл); 13 – Южно-Ануйско-Кобукская среднемеловая коллизийная сутура; 14, 15 – Верхояно-Колымская позднеюрская–среднемеловая складчато-надвиговая система: 14 – Улахан-Тасская зона, 15 – Алазейско-Олойская зона; 16 – Охотско-Чукотский альб-сенонский окраинно-континентальный магматический пояс; 17, 18 – структуры зон растяжения: 17 – позднедевонские–раннекаменноугольные рифтогенные грабены (Ха – Ханна), 18 – мел-кайнозойские эпикаледонские грабены и синдвигные в позднеюрский–среднемеловой орогенез: АН – Анисинский, БС – Бельковско-Святоносский, СЧ – Северо-Чукотский, ХО – Хоуп, ЮЧ – Южно-Чукотский) (а), меловые дуговые и радиальные грабены, связанные с формированием магматического купола Де-Лонга (НВ – Новосибирский, ВИ – Вилькицкого) (б); 19 – сбросы и сдвиги; 20 – фронтальная надвиговая система Южно-Ануйско-Кобукской коллизийной зоны (а – прослеженная, б – предполагаемая); 21 – фронтальные надвижки среднемелового орогена: Брукса (Бр), Лисберна (Ли), Геральда (Ге), Врангеля (Вр); 22 – дуговые разломы ограничения мелового–кайнозойского купола Де-Лонга; 23 – границы структурных единиц (а – прослеженные, б – предполагаемые); 24 – контуры бровки и подножия континентального склона; 25 – линии сейсмических профилей. Дополнительные буквенные обозначения: БАР – свод Барроу, Нр – горст Нортвинд; системы сдвигов: ЧН – Чукотско-Нортвиндская, ПМ – Певекско-Менделеевская, ХЛ – составляющие Хантаго-Ломоносовского сдвига.

нию континентальной плиты и ее рифтогенезу (рис. 2) с накоплением мощных турбидитов и глинистых сланцев в возникшей среднемезозойской системе грабенов. Деструкция континентальной коры завершилась в среднем мелу (конце неокома–раннем альбе) спредингом в Канадском бассейне, обособившим от эпикаледонской плиты Чукотско-Аляскинскую микроплиту [1, 10] и расчленившим каледонский орогенный пояс, в связи с чем его структуры ныне располагаются на разных бортах этого бассейна. В настоящее время вопрос о механизме раскрытия Американо-Чукотского бассейна является дискуссионным, и наряду с ротационной [1, 10] разрабатывается модель синдвигового его образования [2]. В последней модели под сомнение ставится единство Чукотско-Аляскинской микроплиты и предполагается, что территория Чукотки и прилегающего морского шельфа перед раскрытием Американо-Чукотского бассейна уже была приближена к Сибирскому кратону [2].

Основанная на анализе размещения и возраста линейных магнитных аномалий ротационная модель раскрытия Канадского бассейна [1, 10 и др.] предполагает вращение Чукотско-Аляскинской микроплиты против часовой стрелки (с полюсом в устье р. Маккензи). В результате произошло столкновение пассивного края этой микроплиты с Сибирским континентом (и с обрамляющими его структурами) и закрытие Южно-Ануйско-Ангарычского океана с оформлением коллизийной сутуры [7, 13, 14 и др.]. Это обусловило синхронное развитие в пределах Чукотско-Аляскинской микроплиты структур режимов рас-

тяжения и сжатия: первые из них (ограниченные листрическими сбросами грабены) тяготеют к образованию Американо-Чукотского бассейна, тогда как оформившаяся в условиях компрессии Новосибирско-Чукотско-Бруксовская орогенная система возникла на южной окраине микроплиты вдоль коллизийной сутуры. Первые импульсы коллизии датируются поздней юрой, но главный этап становления среднемеловой орогенной системы приходится на поздний готерив–ранний альб (132–115 млн. лет), когда произошла деформация примыкавшего к коллизийной сутуре края континентальной микроплиты с оформлением в его чехле вергентных в северном направлении складчато-покровных структур, на которые из закрывавшегося океана были шарьированы пластины офиолитовых и островодужных пород [11, 13, 14]. Среднемеловой орогенез характеризовался интенсивным сжатием и утолщением (до 46–50 км [13, 14 и др.]) коры, что сопровождалось формированием пород гранулит-амфиболитовой фации метаморфизма и гранито-гнейсовым купольным тектогенезом, составивших специфику внутренней Чукотской зоны орогена. Пик высокобарического (6–8 кбар) метаморфизма, являвшегося индикатором наибольшей компрессии, приходился на интервал 125–115 млн. лет и был синхронен этапу максимальной деформации пород и наибольших амплитуд обдукции аллохтонов из закрывавшегося океана [11, 13 и др.]. Полоса скопления гранито-гнейсовых куполов, протягивающаяся по Чукотско-Аляскинской континентальной окраине в непосредственной близости от коллизийной сутуры, была эксгуми-






PR ₂	 Гренвильский орогенез	
PR ₂ /PR ₃	Гиперборея – составная часть континента Родиния с мезопротерозойским фундаментом	
PR ₃	Распад континента Родиния. Обособление континентов прото-Гиперборея (Арктида), Лаврентия и Сибирского, разделенных океаническими бассейнами	
V/Є	 Байкальский онтогенез	
Є–C ₁	Континент Гиперборея, отделенный от Сибирского континента продолжением океана Япетус (включавшего островные дуги)	} Франклинский комплекс
D ₁₋₂	 Скандская фаза каледонского орогенеза	
D ₃ /C ₁	 Элсмирская фаза каледонского орогенеза. Образование эпикаледонского континента Лавруссия (Еврамерика), включавшего Гиперборею	
D ₃ –C ₁	Континентальный рифтогенез эпикаледонской плиты (группа Эндикот) и возможное образование океанических бассейнов	
C ₁ –T ₂	Восточно-Арктический сектор эпикаледонской континентальной плиты, состоящий из Гипербореи и каледонских орогенных поясов, с шельфовым терригенно-карбонатным осадконакоплением (нижний элсмирский комплекс). С позднего карбона – в составе Пангеи. Южно-Анюйский-Ангаючам океан Островные дуги, окраинные моря и микроконтиненты Верхояно-Колымской тектонической области	
T ₃ –J ₁	Погружение Восточно-Арктического сектора континентальной эпикаледонской плиты и ее рифтогенез (верхний элсмирский комплекс), предшествовавшие раскрытию Арктических бассейнов	
J ₃ –K ₁	Раскрытие Канадской котловины Американо-Аляскинского бассейна и обособление Чукотско-Аляскинской микроплиты (с рифтогенным комплексом в пределах последней)	
K ₂ ?	Раскрытие бассейна Макарова-Подводников	
K ₁ –KZ	Магматический купол Де-Лонга на континентальном обрамлении Американо-Аляскинского бассейна, как следствие мантийного апвеллинга	
K ₁ /K ₂	 Среднемеловой (позднекимммерийский или брукский) орогенез, гранито-гнейсовый купольный тектогенез и синнадвиговые осадочные бассейны с нижним бруксовским комплексом	
K ₂ –KZ	Постколлизийные сдвигово-раздвиговые осадочные бассейны на шельфе Арктических морей с верхним бруксовским комплексом	
KZ	Раскрытие Евразийского бассейна	

Рис. 2. Стадийность тектонических событий в Восточной Арктике. Названия комплексов даны по [13]; индексы возраста соответствуют обозначениям общепринятой геохронологической шкале.

рована в ходе последующего позднемелового подъема орогена и его тектонической релаксации. Термогеохронологические данные [10, 11 и др.] показывают, по крайней мере, три этапа экзугумации орогена и роста гранито-гнейсовых ку-

полов в условиях адиабатической декомпрессии в интервале 104–84 млн. лет. Перед фронтом среднемелового орогена, начиная с апта, формировалась цепочка синнадвиговых бассейнов, которые по мере пропагации на север фронтальных надви-

гов орогена, продвигались в этом же направлении, "накатываясь" на образования эпикаледонской плиты.

Показательно, что синхронно с раскрытием Канадской (а возможно, и Подводников-Макарова) океанических котловин в прилегающей части эпикаледонской плиты возник магматический купол Де-Лонга (рис. 1). Согласно гравиметрическим и сейсмостратиграфическим материалам купол образуют концентрической системой дуговых горстов и грабенов, ограниченных дуговыми (в сочетании с радиальными) разломами. В систему дуговых грабенов входят, в частности, осадочные бассейны Новосибирский и Вилькицкого (рис. 1). Наиболее поднятая вследствие магматического диапиризма центральная часть свода характеризуется сокращенным разрезом отложений мела-кайнозоя. Обусловившие формирование купола Де-Лонга щелочные базальтоиды изливались в центральной его части в среднемиоценовое и миоцен-плейстоценовое время [15], хотя эта возрастная дискретность магматизма может быть мнимой, являясь следствием всего лишь слабой обнаженности региона. Вулканы характеризуются внутриплитными свойствами и связаны, вероятно, с мантийным плюмом [15 и др.]. Размещение здесь обширного магматического очага подтверждается магнитометрическими данными; распределение более мелких камер (и полей базальтоидов) контролируется дуговыми периферическими разломами. Предполагается связь магматизма купола Де-Лонга с Арктическим нижнемантийным апвеллингом, синхронным Тихоокеанскому суперплюму.

В позднем мелу-кайнозое произошло общее погружение шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а также возникновение в их пределах сдвигово-раздвиговых бассейнов северо-западного простирания (Северо-Чукотского, Южно-Чукотского, Хоуп и др.). Широко проявившиеся в позднем мелу на шельфе морей Восточной Арктики и их континентальном обрамлении правосторонние сдвиговые перемещения (и связанный с ними режим трансенсии) были обусловлены завершением развития среднемиоценового орогена. Более молодой этап образования сдвигов (как северо-западной, так и северо-восточной

ориентировки (рис. 1)) явился в рассматриваемом регионе отражением раскрытия кайнозойского Евразийского океана [1].

Работа поддержана Программой ОНЗ РАН №14, РФФИ (грант 05-05-64198), НШ-748.2006.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М. В кн.: Актуальные проблемы геотектоники. М.: Наука, 1987. С. 31-57.
2. Miller E.L., Toro J., Gehrels G. et al. // *Tectonics*. 2006. V. 25. P. 1-19.
3. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Науч. мир, 2001. 606 с.
4. Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Yu.Ya., Langinen A.E., Sorokin M.Yu. // *Geophys. J. Intern.* 2006. V. 165. P. 527-544.
5. Бондаренко Н.Г., Секретов С.Б. // *ДАН*. 2003. Т. 388. № 5. С. 646-650.
6. Cawood P.A. // *Earth-Sci. Revs.* 2005. V. 69. № 3/4. P. 249-279.
7. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 390 с.
8. Klemperer S.L., Miller E.L., Scholl D.W. In: *Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses*. Boulder: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 1-24.
9. Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C. et al. // *Geol. Surv. Canada Bull.* 1993. V. 461. 101 p.
10. Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. In: *Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses*. Boulder: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 333-358.
11. Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. // *Tectonics*. 1999. V. 18. № 6. P. 977-1003.
12. Patrick B.E., McClelland W.C. // *Geology*. 1995. V. 23. № 1. P. 81-84.
13. Toro J., Cans P.B., McClelland W.C., Dumitru T.A. In: *Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses*. Boulder: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 111-132.
14. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Тучкова М.И., Лейер П. // *ДАН*. 2006. Т. 410. № 6. С. 784-788.
15. Silantiev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I. et al. // *Rus. J. Earth Sci.* 2004. V. 6. № 3. P. 1-31.