

<sup>1</sup>Крэйн К., <sup>2</sup>Сундвор Э., <sup>3</sup>Бак Р., <sup>4</sup>Мартинес Ф.

**Рифтинг на севере Норвежско-Гренландского бассейна:  
термальные тесты асимметричного спрединга.**

<sup>1</sup> *Department of Geology and Geophysics, Hunter College, 695 Park Avenue, New York, NY 10021.*

<sup>2</sup> *Seismological Observatory, University of Bergen, Allegaten 41, 5000 Bergen, Norway.*

<sup>3</sup> *Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, New York, NY 10964.*

<sup>4</sup> *Hawaii Institute of Geophysics, University of Hawaii, Honolulu, HA 96822.*

Резюме

Анализ теплового потока, сейсмических и батиметрических данных, собранных по северу НГБ, обнаруживает асимметричную эволюцию Евразийской и Северо-Американской плит. Эти данные подтверждают предположения кинематических моделей растяжения, которые создали асимметрию относительно хребта Книповича: 1) региональный асимметричный сдвиг, 2) литосферный простой сдвиг, 3) перескок оси спрединга. Данные соотносятся с рядом сценариев деформации, от одноактного перескока хребта, случившемся ~ 25 млн. лет назад после фазы первоначального спрединга до модели постоянно асимметричного спрединга. Модель простого сдвига может объяснить данные только тогда, когда детачмент погружается под углом более 45° под Свальбард. Тектонические данные по тепловому потоку свидетельствуют, что асимметрия могла образоваться из комбинации всех трёх моделей. Когда хребет Мона (продвигающийся на восток) встретится с существующей ранее субмеридиональной Шпицбергенской зоной сдвигов, направление распространения хребта изменилось на северное, под влиянием резкого изменения регионального пояса напряжения на пересечении оси хребта и сдвиговой зоны. В результате нарождающийся хребет Книповича вторгся и стал продвигаться вдоль сдвиговой зоны. Поэтому, бывшие активные сдвиговые разломы стали новыми поверхностями детачментов, вдоль которых стала проявляться и асимметрично разрастаться новая кора. Высокий уровень изменения напряжения около пересечения хребтов Мона и Книповича мог вызвать постепенную миграцию на восток хребта Книповича, выразившуюся в многократных зонах магматических интрузий. «Вне-осевые» границы зон высоких значений теплового потока и вулканизма, локализуящегося вдоль Баренцевской и Шпицбергенской окраин, плато Ермак и на самом Шпицбергене юго-восточное плато Ермак могут быть свидетельствами этой миграции. Продвижение хребта Геккеля могло проникать вдоль такой же сдвиговой зоны на севере, что объясняет образование небольшого хребта Моллой и окраинного вулканизма на плато Ермак.

Введение

На севере Норвежско-Гренландского бассейна (рис. 1) континентальные окраины Свальбарда и Гренландии были вовлечены в интенсивные сдвиговые движения вдоль широкой Шпицбергенской сдвиговой зоны (включающей современные разломы Хорнсунн и Медвежинская - Сёкапп (рис. 2)). Некоторые авторы считают, что растяжение при сдвиговых движениях позже стало развиваться вдоль этой сдвиговой зоны, что дало возможность хребту Книповича продвигаться с юга [Talwani & Eldholm, 1977; Vogt et al. 1982; Vogt, 1986; Crane et al. 1988; Eldholm et al. 1990]. По их мнению, в конечном итоге образовались океанические впадины, которые весьма асимметричны относительно современной оси спрединга. В данной статье мы хотели бы исследовать эту асимметрию в Норвежско-Гренландском бассейне.

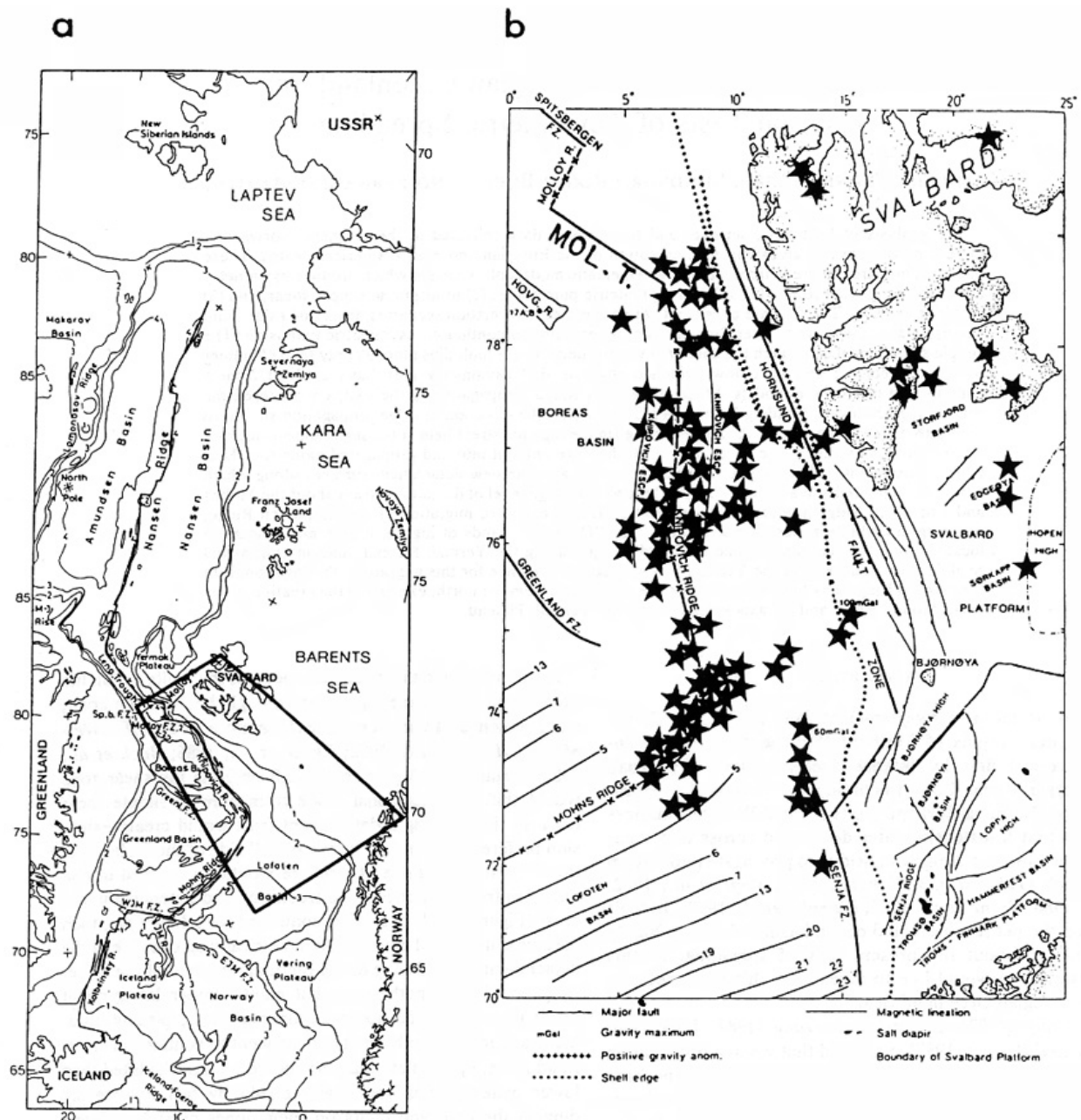


Fig. 1. (a) Polar stereographic map projection of the main physiographic and structural elements in the vicinity of the plate boundary north of Iceland. Selected bathymetry from *Perry et al.* [1980]: M-J Rise (Morris-Jessup Rise), WJM FZ, and EJM FZ (West and East Jan Mayen fracture zones, respectively). The enclosed region indicates the area shown in Figure 1b [after *Crane et al.*, 1988] (b) Mercator map projection of the main structural features of the Norwegian margin between 70°N and 80°N [after *Crane et al.*, 1988]. Epicenters of earthquakes between the Mohns Ridge-Knapovitch Ridge intersection and the Molloy Transform fault are indicated by stars. Numbered lines represent known magnetic anomaly locations.

Исследователи [*Courtilot, 1982; Bonatti and Crane 1982; 1984; Crane and Bonatti, 1987*] указывают, что когда продвижение хребта достигло сдвиговой зоны, существовавшей ранее, он стал отклоняться вдоль неё, или «улавливаться» ослабленной зоной. Косая ориентировка сдвиговой зоны относительно направления, в котором продвигающийся хребет первоначально раскрывался, могла выразиться в сжатии со сдвигом со стороны острого угла на пересечении и сдвига-раздвига с противоположной стороны. Результирующая меняющегося напряжения вдоль пересечения могла выразиться в асимметричном и очень косо-ориентированном рифтинге и спрединге через развивающуюся границу плит (рис 3а). Как результат этого асимметричного, существенно сдвигового, растяжения, один фланг хребта мог протягиваться дальше, чем другой [*Crane et. al. 1988*].

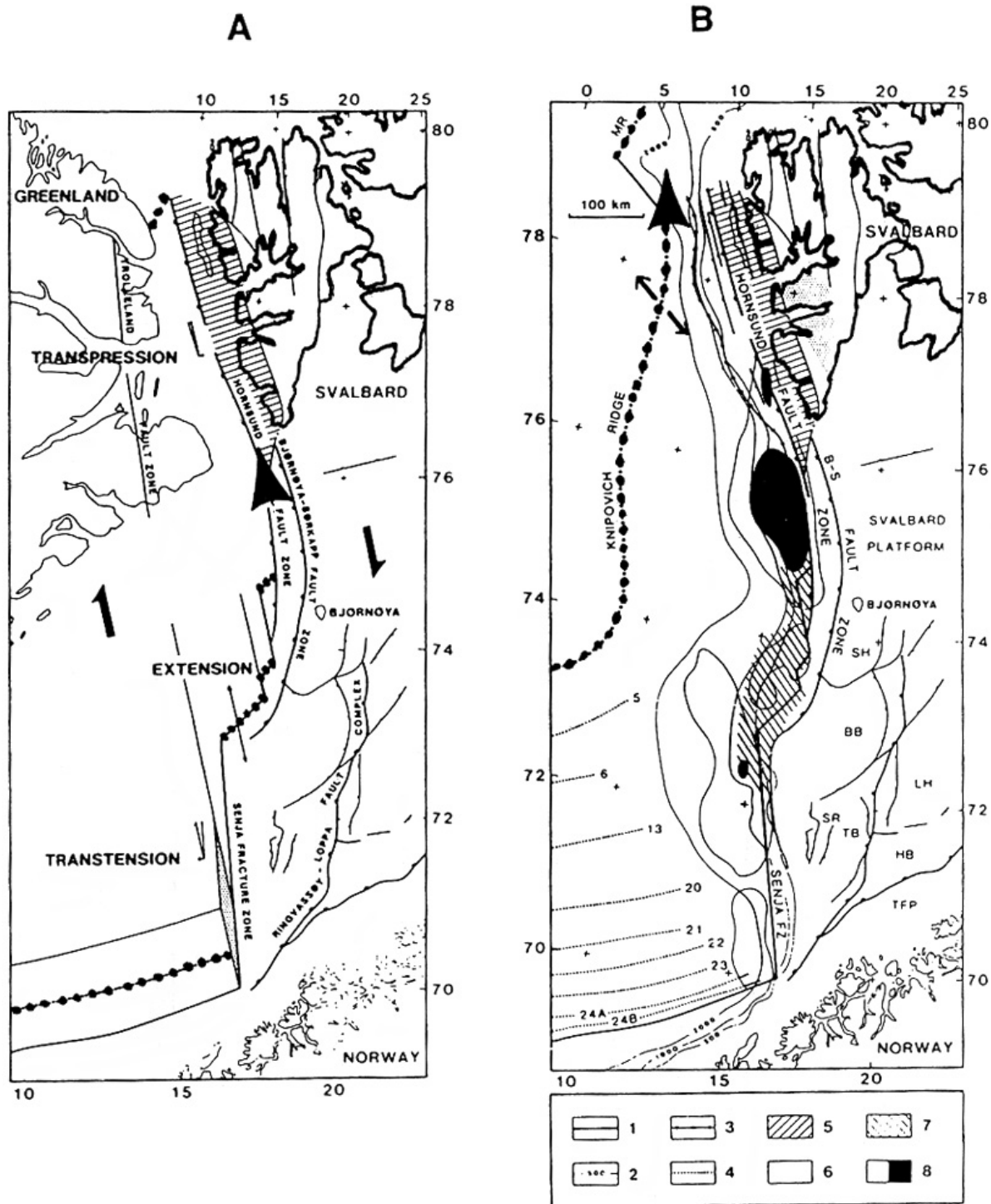


Fig. 2. Evolution of the Spitsbergen Shear Zone. (a) Plate tectonic setting during early opening of the Norwegian-Greenland Sea. Reconstruction to chron 23 (modified from Eldholm *et al.* [1990]) using the rotation poles of Talwani and Eldholm [1977]. Hachured region represents Spitsbergen Fold and Thrust Belt. Straight thin lines represent obliquely sheared crust. Dotted line represents actively spreading ridge. Large arrow indicates direction of the nascent Knipovich Ridge propagation. (b) Main structural features and geological provinces based on work by Eldholm *et al.* [1990]: 1, continent-ocean boundary and main structural elements; 2, bathymetry (meters); 3, limit of identified oceanic crust; 4, magnetic lineations; 5, Spitsbergen Fold and Thrust Belt; 6, Tertiary Central basin; 7, Bjørnøya Marginal High (area of early Eocene volcanism); 8, Marginal free-air gravity anomalies ( $>100$  mGal). BB, Bjørnøya Basin; HB, Hammerfest Basin; LH, Loopa High; SH, Stappen High; SR, Senja Ridge; TB, Tromsø Basin; TFP, Troms-Finnmark Platform; B-S, Bjørnøya-Sørkapp.

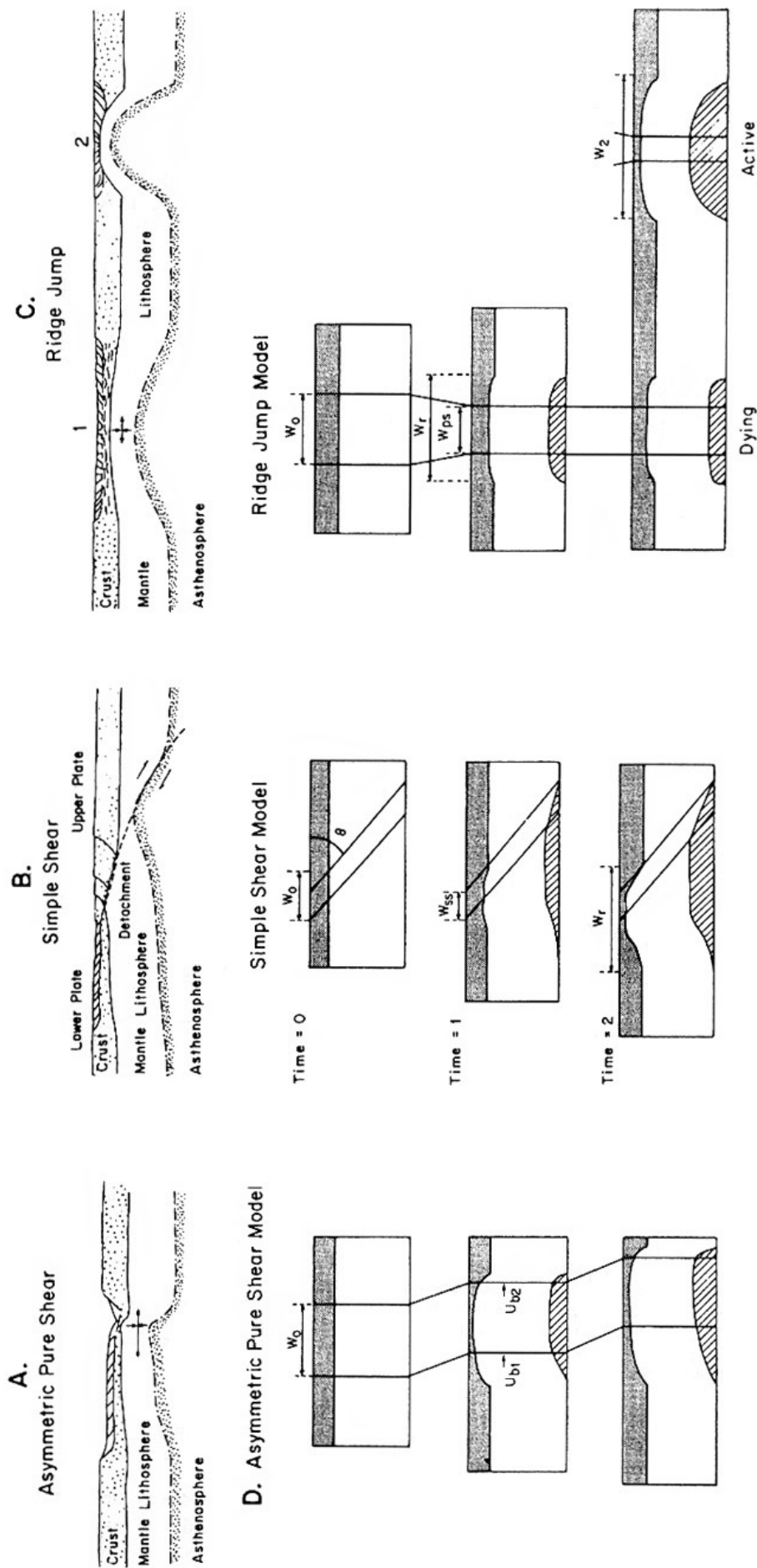


Fig. 3. Schematic geologic models depicting (a) asymmetric pure shear, (b) simple shear extension, (c) ridge jump extension, and (d) schematic diagrams of lithospheric sections showing the defining parameters of the asymmetric pure shear, the simple shear, and ridge jump models. Parameters are defined after *Buck et al.* [1988].



Если растяжение продолжалось долгое время, то затем океаническая кора могла разрастаться асимметрично на одну сторону детачмента. Вследствие термального отклика астеносферы предполагается, что подток мантии мог выразиться в образовании ультрамафических комплексов в верхней части континентальной плиты. Вдобавок, края верхней плиты могли быть более подняты, чем края нижней плиты, и характеризовались меньшим числом, но более круто погружающихся проникающих разломов на их верхнекоровых поверхностях. Из-за подобной геометрии, тепловой поток сквозь кору мог стать таким асимметричным.

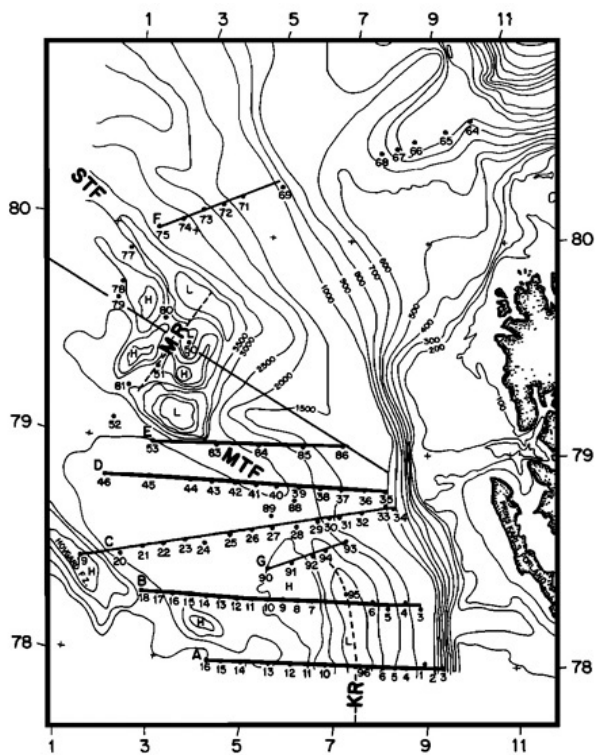


Fig. 5. Locations of heat flow lines A-G collected on Flunorge, 1983, and Svalbard, 1984. MR, Molloy Ridge; STF, Spitsbergen Transform fault; MTF, Molloy Transform fault; and KR, axis of the Knipovich Ridge. Bathymetric contours in meters.

Дополнительной причиной асимметричных структур, развивающихся во время рифтинга и спрединга морского дна могло быть периодическое перемещение центра спрединга в одном направлении. Эти перемещения могли выразиться в одном или нескольких дискретных «перескоках». Эта модель «перескока» рифта/хребта порождает систему растяжения, которая образуется как минимум из двух эпизодов симметричного спрединга, латерально перемещённых один относительно другого (рис 3с). Магнитные и топографические доказательства перескока хребта зафиксированы на юге Норвежско-Гренландского моря [Nunns, 1980; 1982], но ещё не был ни доказан, ни опровержен перескок на севере Норвежско-Гренландского моря.

Целью данной работы является построение кинематики развития Норвежско-Гренландского бассейна посредством сбора наблюдений значений теплового потока и батиметрических

данных с вычислением результатов по трём моделям деформаций растяжения: 1) чисто асимметрично-спрединговая модель; 2) модель детачмента; 3) модель перескока хребта. Норвежское и Гренландское моря (рис. 1) является прекрасным объектом для опробования трёх моделей растяжения, потому как положение хребта Книповича (расположен в 100 км от окраины Шпицбергена) чётко асимметричные по отношению к геометрии котловин Норвежско-Гренландского бассейна. Другие асимметрии наблюдаются в сейсмичности в пределах бассейнов (с восточной плитой и окраиной, являющихся более сейсмичными (рис 1в)), в величинах апплифта вдоль окраин (восточная окраина претерпела несколько фаз вертикального апплифта и смятия со сдвигом вдоль отщепов формировавшейся Шпицбергенской сдвиговой зоны (рис. 2), и в распределении разломов на флангах центра спрединга (рис. 2).

Наш подход заключается в том, чтобы построить ряд двухмерных кинематических моделей деформации, которые соотносились бы с данными по теплому потоку и с батиметрией. В этой статье мы лишь предполагаем механические причины асимметричного развития бассейна, но наши кинематические модели могут помочь в понимании того, как взаимодействие продвигающегося рифта/хребта с существовавшей ранее сдвиговой зоной воздействовало на развитие системы рифтов и процессы спрединга.

TABLE 1. Heat Flow Data From Svalbard 1984

Station	Latitude, N	Longitude, E	Depth, m	Number of Thermistors	Penetration, m	Gradient mK m <sup>-1</sup>	K, * W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>	Heat Flow, m W m <sup>-2</sup>
<i>Transect B</i>								
1	78°18.13'	9°10.83'	883	5	4.6	NL		
2	78°18.13'	9°11.50'	879	5	4.6	NL		
3	78°17.27'	8°50.42'	1390	4	4.6	82 ± 1	1.221	100 ± 1
4	78°18.00'	8°29.82'	1870	5	4.6	92 ± 4	1.096	101 ± 4
5	78°16.92'	8°06.52'	2329	4	4.6	113 ± 4	1.10E	124 ± 4
6	78°18.26'	7°47.16'	2674	4	4.6	227 ± 7	1.10E	250 ± 8
95	78°20.48'	7°11.21'	3288	5	4.6	239 ± 3	1.23V	294 ± 4
7	78°17.80'	6°25.06'	1834	3	4.6	122 ± 4	1.11F	135 ± 4
8	78°18.05'	6°07.01'	1825	3	4.6	143 ± 4	1.11F	159 ± 4
9	78°18.14'	5°45.27'	1670	4	4.6	113 ± 2	1.11F	125 ± 2
10	78°18.67'	5°25.56'	1928	4	4.6	161 ± 2	1.11F	179 ± 2
11	78°18.34'	5°04.53'	1947	3	4.6	73 ± 3	1.11F	81 ± 3
12	78°18.05'	4°45.11'	2245	3	4.6	97 ± 2	1.11F	108 ± 2
13A	78°18.23'	4°22.10'	2223	4	4.6	106 ± 2	1.11F	117 ± 2
13B	78°18.23'	4°21.67'	2217	4	4.6	104 ± 2	1.11F	115 ± 2
14	78°18.45'	4°02.09'	2280	5	4.6	93 ± 5	1.11F	103 ± 6
15	78°18.41'	3°40.20'	2438	5	4.6	133 ± 5	1.11F	147 ± 6
16	78°17.99'	3°16.80'	2546	3	4.6	80 ± 1	1.11F	89 ± 1
17	78°18.22'	2°56.01'	2846	4	4.6	107 ± 5	1.11F	119 ± 6
18	78°18.05'	2°35.58'	2566	3	4.6	63 ± 2	1.11F	70 ± 2
<i>Transect C</i>								
34	78°44.95'	8°10.88'	897	5	4.6	65 ± 4	1.00Y	65 ± 4
33	78°45.55'	8°01.02'	978	5	4.6	122 ± 4	1.00Y	122 ± 4
32	78°43.81'	7°28.82'	1146	4	4.6	101 ± 5	1.00Y	101 ± 5
31	78°42.17'	6°58.54'	1412	4	4.6	114 ± 1	1.00Y	114 ± 1
30	78°41.83'	6°44.36'	1560	4	4.6	118 ± 3	1.00Y	118 ± 3
29	78°40.96'	6°29.40'	1740	5	4.6	118 ± 2	1.00Y	118 ± 2
28	78°39.27'	6°01.72'	2455	4	4.6	NL		
27	78°38.10'	5°29.31'	2340	4	4.6	145 ± 6	1.06E	154 ± 6
26	78°37.18'	5°01.68'	2332	4	4.6	147 ± 13	1.064	156 ± 14
25	78°35.51'	4°29.75'	2369	5	4.6	130 ± 2	1.06E	138 ± 2
24	78°33.05'	3°56.29'	2325	4	4.6	121 ± 5	1.06E	128 ± 5
23	78°33.29'	3°28.37'	2456	5	4.6	122 ± 6	1.06E	129 ± 6
22	78°31.80'	2°59.65'	2500	5	4.6	104 ± 6	1.06E	110 ± 6
21	78°30.52'	2°30.29'	2386	5	4.6	104 ± 3	1.06E	110 ± 3
20	78°28.15'	2°00.06'	2566	5	4.6	102 ± 5	1.06E	108 ± 5
19A	78°26.04'	1°07.67'	1273	3	4.6	85 ± 5	1.30V	111 ± 6
19B	78°26.06'	1°07.10'	1267	3	4.6	82 ± 1	1.30V	107 ± 1

NL, nonlinear gradient.

\*E, conductivity estimated from nearby corings; F, conductivity estimated from Flunorge 1983 survey; Y, conductivity estimated from Crane et al. [1982]; and V, conductivity estimated from Langseth and Zielinski [1974].

### Background: Граница плит в Норвежско-Гренландском бассейне.

Срединно-Атлантический хребет может быть прослежен в Норвежско-Гренландском бассейне в виде хорошо проявленного, частично покрытого осадками хребта Книповича (рис. 1). На широте 78°50' с.ш. рифтовая долина скрыта под мощной толщей осадков. Далее к северу граница Северо-Американской и Евразийской плит предполагается как структурно-комплексный регион, где хребты северо-восточного простирания интерпретируются как разделённые трансформными разломами и развитыми в бассейнах с океанической корой. Граница плит продолжается в Арктику вдоль глубокого трога, названного однажды Шпицбергенская зона разломов (ещё до того, как в её пределах был открыт небольшой центр спрединга), и его детальная структура до сих пор неясна [Talwani and Eldholm, 1977; Sundvor et al., 1977; Eldholm et al., 1984; Vogt, 1986; Thiede et al., 1990]. Самая северная часть этой структуры была названа трог Лены (рис. 1), который некоторые исследователи считают косо-раскрывающимся срединно-океаническим хребтом [Eldholm et al., 1990; Thiede et al., 1990; Perry et al., 1980; 1985]. Локальные трог и пики в его пределах, расположенные перпендикулярно к простиранию Шпицбергенской зоны разломов представляют собой мелкие бассейны сдвига-раздвига (pull-apart), которые развиваются в тонких сегментах срединно-океанического хребта, нарушенного сетью трансформных разломов (хребет Моллой и трансформный разлом Моллой являются двумя наиболее известными примерами, рис. 1 и 2) [Crane et al., 1982; Thiede et al., 1990]. К юго-востоку от этого региона расположен хребет Книповича (почти на протяжении трога Лены и системы хребта – трансформа Моллой (рис. 1)).

TABLE 2. Heat Flow Data From Svalbard 1984

Station	Latitude, N	Longitude, E	Depth, m	Number of Thermistors	Penetration, m	Gradient, mK m <sup>-1</sup>	K,* W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>	Heat Flow, m W m <sup>-2</sup>
<i>Transect D</i>								
35	78°50.00'	8°01.43'	1003	6	4.6	85 ± 3	1.00Y	85 ± 3
36	78°49.96'	7°30.93'	1142	6	4.6	107 ± 4	1.00Y	107 ± 4
37	78°49.97'	7°00.53'	1426	4	4.6	116 ± 2	1.00Y	116 ± 2
38	78°50.14'	6°29.48'	1960	5	4.6	117 ± 1	1.00Y	117 ± 1
39	78°50.28'	5°58.52'	2454	4	4.6	82 ± 8	1.06E	87 ± 8
40	78°49.93'	5°30.08'	2578	4	4.6	88 ± 10	1.06E	93 ± 11
41	78°49.92'	5°00.77'	2667	4	4.6	121 ± 44	1.06E	128 ± 4
42	78°49.67'	4°29.93'	2405	4	4.6	102 ± 12	1.20E	117 ± 13
43	78°50.06'	3°59.21'	2312	5	4.6	104 ± 6	1.20E	125 ± 7
44	78°50.14'	3°28.70'	2310	4	4.6	123 ± 3	1.199	148 ± 4
45	78°50.07'	2°28.69'	2492	4	4.6	81 ± 13	1.20E	97 ± 16
46	78°49.51'	1°27.84'	2507	3	4.6	85 ± 10	1.20E	102 ± 12
<i>Transect E</i>								
86	79°01.97'	7°00.02'	1290	5	4.6	102 ± 3	1.007	103 ± 3
85	79°01.18'	5°58.10'	1685	4	4.6	98 ± 4	1.01E	99 ± 4
84	79°01.46'	5°01.81'	2184	5	4.6	114 ± 1	1.01E	115 ± 1
83	79°00.38'	3°59.70'	2730	5	4.6	114 ± 2	1.36E	155 ± 3
53	78°59.86'	2°29.15'	2429	4	4.6	79 ± 1	1.357	107 ± 1
<i>Transect F</i>								
69	80°13.91'	5°08.36'	800	3	4.6	70 ± 3	1.02E	71 ± 3
70	80°11.73'	4°36.18'	1070		NP			
71	80°10.46'	4°07.81'	1303	5	4.6	83 ± 4	1.02E	85 ± 4
72	80°08.22'	3°39.21'	1727	5	4.6	86 ± 2	1.02E	88 ± 2
73	80°06.15'	3°06.30'	2078	5	4.6	88 ± 2	1.02E	90 ± 2
74	80°03.06'	2°39.93'	2549	5	4.6	99 ± 3	1.02E	101 ± 3
75	79°59.93'	2°01.17'	2750	4	4.6	103 ± 2	1.018	105 ± 2
<i>Transect G</i>								
93	78°35.42'	7°07.07'	1735	5	4.6	91 ± 4	1.00Y	91 ± 4
94	78°32.38'	6°37.86'	2774	5	4.6	197 ± 2	1.00Y	197 ± 2
92	78°30.95'	6°22.33'	2303	4	4.6	125 ± 1	1.00Y	125 ± 1
91	78°28.35'	5°55.03'	1905	5	4.6	131 ± 2	1.06E	139 ± 2
90	78°26.57'	5°24.26'	1874	5	4.6	129 ± 2	1.06E	137 ± 2
<i>Molloy Ridge</i>								
50	79°28.67'	3°04.62'	3620	4	4.6	291 ± 5	0.98E	285 ± 5
51	79°21.55'	2°23.77'	3336	5	4.6	204 ± 2	0.98E	200 ± 2
80	79°34.43'	2°27.69'	2890	5	4.6	280 ± 7	0.98E	274 ± 7
81	79°15.14'	1°45.36'	3430	5	4.6	147 ± 2	0.977	144 ± 2
77	79°52.98'	1°23.49'	2969	4	4.6	121 ± 3	1.02E	123 ± 3
78	79°43.33'	1°19.77'	2570	5	4.6	158 ± 3	1.02E	161 ± 3
79	79°39.15'	1°13.11'	2635	5	4.6	163 ± 3	1.02E	166 ± 3
52	79°05.70'	1°30.32'	2604	5	4.6	98 ± 5	1.36E	133 ± 6
<i>Yermak Plateau</i>								
64	80°32.78'	10°01.25'	813	5	4.6	90 ± 5	1.16Y	104 ± 6
65	80°28.87'	9°28.10'	880	4	4.6	98 ± 1	1.16Y	114 ± 1
66	80°26.62'	8°49.29'	840	5	4.6	113 ± 2	1.16Y	131 ± 2
67	80°24.73'	8°14.86'	813	5	4.6	119 ± 5	1.16Y	138 ± 6
68	80°22.15'	7°42.82'	688	5	4.6	108 ± 5	1.16Y	125 ± 6
<i>Knipovich Ridge</i>								
96	78°00.40'	7°26.34'	3530	5	4.6	245 ± 3	1.23V	301 ± 4

\*E, conductivity estimated from nearby corings; Y, conductivity estimated from *Crane et al.* [1982]; F, conductivity estimated from Flunorge 1983 survey; V, conductivity estimated from *Langseth and Zielinski* [1974].

Комплексность плитной границы в Норвежско-Гренландском бассейне отражает комплексную историю раскрытия в этой области. Спрединг морского дна в Норвежско-Гренландском бассейне и Северном Ледовитом океане начался приблизительно во время 25-24 хрон [Talwani and Eldholm, 1977; Vogt and Avery, 1974], то есть, около 66-57 млн. лет. назад, согласно временной шкале [Labrecque et al., 1977] (рис. 2). Относительное перемещение Свальбарда и Гренландии происходило от хребта Мона приблизительно в направлениях северо-запад – юго-восток, с отсутствием растяжения коры в Гренландском море. Система региональных континентальных трансформных разломов временно действовала как граница плит между зарождающимся Норвежско-Гренландском бассейном и Северным Ледовитым океаном (древняя Шпицбергенская сдвиговая зона) [Talwani and Eldholm, 1977] (рис 2).



TABLE 3. Heat Flow Data From Vema Expeditions and Ymer 80

Station	Latitude, °N	Longitude	Depth, m	Number of Thermistors	Penetration, m	Gradient, mK m <sup>-1</sup>	Conductivity, W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>	Heat Flow, mW m <sup>-2</sup>
<i>Vema</i>								
143	75°56'	5°07'W	3129	...	...	70	0.98	69*
144	73°48'	0°06'E	2964	...	...	48	1.01	49*
108	76°25'	2°15'E	3183	...	...	97	1.14	98*
109	77°52'	4°08'E	3075	...	...	89	1.12	99*
110	78°19'	2°00'E	2006	...	...	63	1.30	81*
111	76°17'	9°07'E	2243	...	...	110	1.08	118*
112	76°41'	6°52'E	2413	...	...	>470	0.98	461*
<i>Ymer</i>								
2	76°26.75'	01°27.17'E	3170	4	7.63	137	0.99 ± 0.049	137 ± 5
3	79°15.65'	00°47.31'E	2952	3	12.2	204	1.12 ± 0.087	229 ± 18
4	80°28.99'	14°23.62'W	325	3	3.94	66.7	1.04 ± 0.03	69 ± 2
6	82°00.14'	07°05.00'W	3350	3	5.75	162	1.065 ± 0.08	173 ± 12
8	81°24.20'	00°53.81'E	1596	5	8.10	131	0.990 ± 0.08	130 ± 10
9	81°06.46'	03°16.32'E	820	4	7.18	122.5	0.083 + 0.16Z ± 0.08	343 ± 10
10	80°47.18'	05°06.42'E	682	5	7.58	96.5	0.975 + 0.12Z ± 0.08	212 ± 8
11	79°59.80'	02°21.78'W	2680	3	3.01	104	1.04 + 0.99Z ± 0.08	442 ± 8
12	79°51.15'	01°10.48'W	2734	5	7.38	101.7	0.808 + 0.19Z ± 0.07	147 ± 7
13	79°19.53'	04°03.02'E	2910	5	7.12	180.6	0.9980 ± 0.09	179 ± 16
14	79°15.86'	05°11.33'E	1750	4	8.12	135.2	0.890 ± 0.1	120 ± 14
15	78°45.00'	07°29.14'E	1154	4	7.7	117.5	1.00 ± 0.07	118 ± 4
16	80°16.44'	07°05.08'E	560	4	5.6	96.6	1.14 ± 0.11	110 ± 11
17	81°25.14'	23°17.89'E	502	5	7.63	54.5	1.12 ± 0.158	61 ± 9
18	81°33.00'	29°22.52'E	1512	5	7.70	38.5	0.69 + 0.35Z ± 0.09	109 ± 65
20	80°41.31'	29°27.63'E	462	5	6.1	58.7	0.96 ± 0.04	57 ± 2

Dots, Information unknown. Vema from *Langseth and Zielinski* [1974] and Ymer 80 from *Crane et al.* [1982]. Z indicates depth down to core.

\*Unknown heat flow uncertainty.

### Свидетельства продвижения рифта.

Принятие спрединга морского дна в южной части Норвежско-Гренландского бассейна было впервые обосновано аэромагнитными исследованиями середины 70-х годов. [*Vogt et al., 1978, 1981; Myhre et al., 1982*]. Тальвани и Эльдхольм [*Talwani & Eldholm, 1977*] в своей работе предположили, что примерно 36 млн. лет назад (время 13 магнитной аномалии) произошло изменение положения полюса вращения, с увеличением широтного компонента раскрытия, что привело к спредингу морского дна в северной части Норвежско-Гренландского бассейна вдоль хребта Книповича. Однако, Вогт и соавторы [*Vogt et al., 1982; Kovacs & Vogt, 1982*] свидетельствовали, что в западной части бассейна Борея существуют магнитные аномалии древнее 13-ой. Это не соответствует более ранним выводам Тальвани и Эльдхольма [*Talwani and Eldholm, 1977*], которые считали, что до 36 млн. лет. между окраинами Гренландии и Шпицбергена происходили только сдвиговые перемещения.

На основе анализа теплового потока, Кэти Крэйн с коллегами [*Crane et al., 1988*] считали, что на широте 75° с.ш. возраст раскрытия 60 млн. лет, а на широте 78° - 30-40 млн. лет. По их расчётам скорость продвижения рифта в северном направлении - 1°/10 млн. лет; скорость спрединга 4,5 мм/год на широте 75° с.ш., опускаясь до значений между 1,5 и 3,1 мм в год на пересечении с трансформом Моллой (78° с.ш.). Кроме того, было подсчитано [*Crane et al., 1988*], что Северо-Американская плита наращивается за счёт спрединга в 1,5 раза быстрее, чем Евразийская. Однако, Вогт [*Vogt, 1986*], используя Северо-Американскую - Евразийскую кинематическую модель, подсчитал полу-скорость спрединга вдоль хребта Книповича – 7,5 мм/год.

Структурная геометрия также подтверждает гипотезу продвижения рифта. Лучшими примером является срезание двух хребтов - «разломных зон»: хребта Ховгард и хребта Гренландской зоны разломов, которые срезаются по другую сторону Норвежско-Гренландского бассейна. Они предполагаются палеоразломными блоками (часть более крупной Шпицбергенской зоны сдвигов), которые были отодвинуты и деактивированы от сдвиговой зоны проникновением хребта Книповича в северном направлении [*Crane et al., 1988*]. К тому же, многие исследователи [*Myhre et al. 1982, Myhre, 1984; Myhre & Eldholm,*

1987; Eldholm et al., 1987] полагают, что хребет Ховгард является частью континентальной коры, отколотой от восточной континентальной окраины в период сдвига-раздвигов и продвижения рифта на север.

TABLE 4. Heat Flow Data From Flunorge 1983

Station	Latitude, N	Longitude, E	Depth, m	Number of Therm.	Penetration, m	Gradient, mK m <sup>-1</sup>	Conductivity, W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>	Heat Flow, mW m <sup>-2</sup>
1	78°01.50'	08°54.05'	1327	3	3.2	118 ± 6	0.97	114 ± 5
2	78°00.30'	09°09.24'	1000	7	4.7	99 ± 5	1.31 ± 0.29	130 ± 36
3	78°00.42'	09°19.70'	733	4	4.2	109 ± 14	1.61	175 ± 22
4	77°59.98'	08°29.31'	1780	6	4.6	112 ± 6	0.97	109 ± 6
5	78°00.48'	08°16.03'	2089	6	4.6	185 ± 3	0.97	179 ± 3
6A	77°59.79'	07°57.10'	2560	4	3.9	460 ± 4	0.97	446 ± 4
6B	77°59.96'	07°57.54'	2560	4	3.9	306 ± 3	0.97	297 ± 3
8	78°01.08'	09°18.49'	727	7	8.0	79 ± 1	1.575 + 0.025Z	132 ± 3
10	77°59.70'	06°45.07'	2396	3	3.9	210 ± 1	1.11	233 ± 1
11	78°00.21'	06°22.42'	2037	3	3.9	162 ± 15	1.11	180 ± 17
12	78°00.19'	06°00.12'	2350	3	3.9	142 ± 5	1.11	158 ± 6
13	78°00.07'	05°30.76'	2570	3	3.9	160 ± 5	1.11	176 ± 6
14	78°00.53'	04°55.61'	2863	7	4.0	110 ± 4	1.11	121 ± 4
15	77°59.76'	04°30.03'	2745	7	4.3	91 ± 2	1.008 + 0.7Z	108 ± 2
16	78°00.00'	04°00.13'	3046	3	3.9	89 ± 1	1.11	98 ± 1
17A	78°20.28'	01°27.71'	1375	3	3.9	62 ± 10	1.29	80 ± 13
17B	78°20.28'	01°27.60'	1375	3	3.9	59 ± 10	1.29	76 ± 13
18	75°26.50'	14°14.20'	620	6	4.7	14 ± 6	1.165 + 0.119Z	22 ± 9
19	75°25.93'	13°59.30'	860	6	5.1	104 ± 3	1.109 + 0.066Z	140 ± 3
20	75°25.95'	14°21.80'	455	5	6.0	NL42-54	1.165 + 0.119Z	...
21	75°27.47'	14°40.17'	390	4	6.7	NL64-67	0.096 + 0.133Z	...
22	75°25.61'	13°48.56'	1014	6	7.7	56 ± 7	1.040 + 0.119Z	84 ± 8
23	75°23.96'	13°38.93'	1165	4	3.9	61 ± 2	1.040 + 0.119Z	81 ± 4
24	75°23.07'	13°23.84'	1344	4	3.9	63 ± 2	1.040 + 0.119Z	84 ± 1
25	75°22.11'	13°10.37'	1511	4	3.9	75 ± 3	0.798 + 0.138Z	86 ± 2
26	75°21.01'	12°53.57'	1700	4	3.9	72 ± 4	0.798 + 0.138Z	82 ± 4
27	75°19.88'	12°37.80'	1858	4	3.9	72 ± 2	0.798 + 0.138Z	82 ± 3
28	75°16.36'	11°59.50'	2169	4	3.9	59 ± 1	0.923 + 0.062Z	64 ± 2
29	75°13.43'	11°21.18'	2358	6	4.2	89 ± 5	0.923 + 0.062Z	96 ± 4
30	75°10.06'	10°43.27'	2460	3	3.6	86 ± 4	0.923 + 0.062Z	94 ± 5
31	75°06.76'	10°08.76'	2506	4	5.2	111 ± 5	0.923 + 0.062Z	126 ± 7
32	75°03.40'	09°32.64'	2595	7	8.1	149 ± 3	0.923 + 0.062Z	176 ± 6
34A	74°57.51'	08°43.16'	2642	4	3.9	247 ± 5	0.923 + 0.062Z	264 ± 11
34B	74°57.44'	08°42.97'	2642	4	3.9	242 ± 6	0.923 + 0.062Z	258 ± 10
35A	74°56.23'	08°22.91'	3347	4	3.9	>130	0.923 + 0.062Z	>161
35B	74°56.23'	08°22.91'	3347	4	3.9	>125	0.923 + 0.062Z	>160
36	75°18.90'	12°18.30'	2026	7	8.6	54 ± 1	0.923 + 0.062Z	65 ± 2
37	75°26.06'	13°55.21'	880	6	6.7	NL	1.109 + 0.066Z	...
38	75°22.90'	13°14.37'	1448	4	6.7	69 ± 2	0.798 ± 0.066Z	94 ± 4
39	75°21.73'	13°01.86'	1586	6	5.7	67 ± 2	0.765 ± 0.153Z	92 ± 2

NL, nonlinear gradient. From Crane et al. [1989]. Z indicates depth down to core.

Осложнением проникновения на север явились хребет Моллой и трог Лены. Эльдхольм и соавторы [Eldholm et al. 1990] считают, что трог Лены является косо раскрывающимся останцем Шпицбергенской сдвиговой зоны, очень похожей на хребет Книповича, только менее детально закартированной. Кэти Крэйн с коллегами [Crane et al., 1982] считают, что трог Лены (северная часть Шпицбергенской сдвиговой зоны) был охвачен продвигающимся рифтом от хребта Гаккеля в южном направлении. Они делают заключение, что хребет Моллой мог развиваться раньше, чем север хребта Книповича, так как он находится дальше от Шпицбергена, что может указывать на более развитый спрединг.

Если продвижение происходило от хребта Гаккеля на юг в Шпицбергенскую зону сдвигов, после чего большая часть трога Лены была взломана на бассейны «pull-apart» и мелкие трансформные разломы. Если проникновение было только с юга на север, трог Лены мог быть вначале зоной сдвига. С другой стороны, спрединг на хребте Книповича распространяется с юга. Поэтому, рифтинг и спрединг должны были быть структурно и термально более развиты на юге, по сравнению с северной частью хребта. Поэтому, должно наблюдаться изменение разломных структур и геофизических параметров с юга на север, соответствующая доминирующему режиму растяжения на юге, и - сдвига на севере.

Тектоническая природа этой части древнего сдвига остается неясной, так как батиметрические и геофизические данные на самом севере крайне скудны из-за круглогодичного дрейфа тяжелых льдов в этом районе – то ли он является трансформным разломом, то ли местом сдвига-раздвиговых движений, или как центр спрединга.

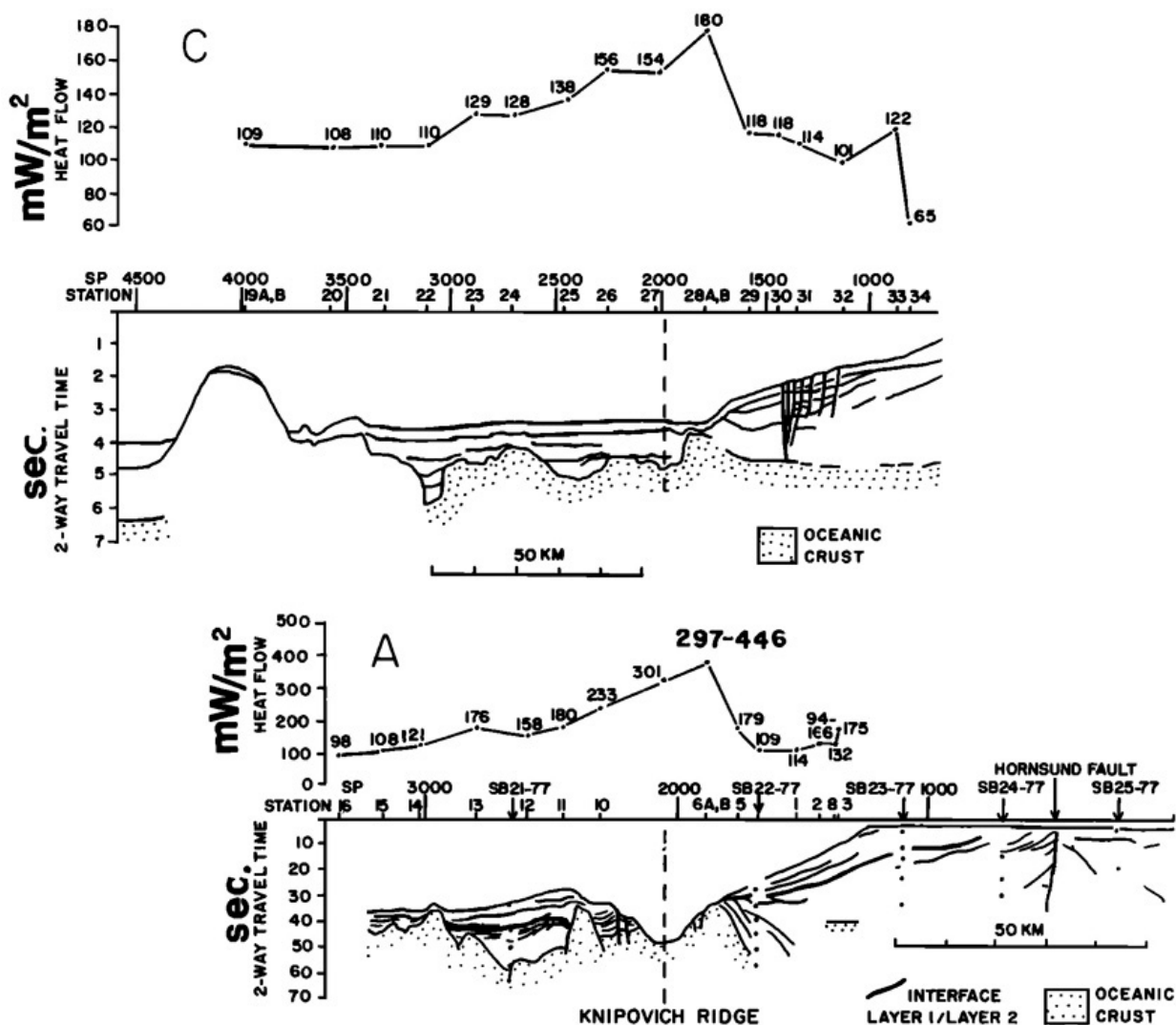


Fig. 6. Seismic cross sections of lines A and C (Figure 5), with observed heat flow superimposed. Depths to subsurface are estimated in seconds of two-way travel time.

#### Асимметрия относительно хребта Книповича

Геофизическая асимметрия по скорости спрединга для Норвежско-Гренландского бассейна широко обсуждалась [Johnson et al., 1972; Vogt et al., 1982; Kovacs and Vogt, 1982; Nunns & Peacock, 1983; Nunns, 1983]. Штейн и соавторы [Stein et al., 1977] предположили, что асимметрия может развиваться, когда одна из двух новообразованных плит перемещается быстрее из-за более глубокого положения границы Мохо. Тогда, больше коры аккрецируется в более медленную плиту. Однако, есть предположения [Minster and Jordan, 1978; Morgan, 1981], что Северо-Американская плита перемещалась более быстро, чем квазистационарная Евразийская. Это явно опровергает гипотезу Штейна [Stein et al., 1977], потому что кора аккрецируется более быстро на более дальнюю, Северо-Американскую сторону [Vogt et al., 1982].

Тектоническая асимметрия через Норвежско-Гренландский бассейн усилилась за третичный период, когда Шпицберген подвергался тектонической деформации на протяжении 300 км в север-северо-западном – юг-юго-восточном направлении вдоль его западной окраины [Birkenmajer, 1981]. Деформации выразились в сильной складчатости и

пологом надвигании в пределах зоны шириной 20-10 км. Надвигание было в основном, на север и северо-восток. Сформировалось от 3 до 5 надвиговых пластин, которые были надвинуты одна на другую на расстоянии 1-4 км. Возраст складчатого воздействия определяется как пост-раннепалеоценовый (58 млн. лет). Сжатие продолжалось до олигоценного времени (23-27 млн. лет). Первый этап включает сильное воздействие со стороны юго-западного блока, который был надвинут на юго-западный край Центрального Третичного бассейна Шпицбергена. В тоже время произошло 30-километровое (или больше) сдвиговое смещение на север-северо-запад вдоль зоны сдвига. Сжатие больше выражено на Шпицбергене, чем на такой же окраине северной Гренландии.

TABLE 5. Molloy Ridge Heat Flow Versus Age

Station	Decompacted Thickness, m	Half Spreading Rate, mm yr <sup>-1</sup>										Observed HF	
		6.0			4.0			3.4		3.0			
		Age	SR	HF	Age	SR	HF	Age	HF	Age	SR		HF
		<i>East</i>											
Y13	2,400	2.8	857	284	4.2	571	233			5.6	429	203	178
83	2,400	4.6	522	228	6.9	349	188			9.2	261	159	115
Y14	2,900	7.0	414	183	10.5	276	154			14.0	207	131	120
84	2,900	8.0	363	171	12.0	242	143			16.0	182	123	115
40	10,100	10.8	935	157	16.2	623	132			21.6	468	115	93
85	5,925	11.2	529	150	16.8	353	125			22.4	265	110	99
39	8,350	12.2	684	150	18.3	456	124			24.4	342	109	87
88	8,350	12.4	673	149	18.6	449	122			24.8	337	108	108
38	7,210	13.8	522	138	20.7	348	116			27.6	261	102	117
86	7,400	14.4	514	136	21.6	343	112			28.8	257	99	103
37	7,210	15.6	462	131	23.4	308	108			31.2	231	95	116
31	5,350	16.2	330	127	24.3	220	106			32.4	165	92	114
36	7,210	17.4	414	125	26.1	276	104			34.8	207	91	107
32	8,160	17.8	458	125	26.7	306	104			35.6	229	91	101
35	7,210	19.0	379	121	27.5	262	102			38.0	190	88	85
33	10,100	19.4	520	122	28.1	359	103			38.8	260	90	122
34	10,100	20.0	505	121	30.0	337	100			40.0	253	88	65
		<i>West</i>											
50	0	1.2	...	450	1.8	...	365	2.1	342	2.4	...	318	285
51	0	2.8	...	297	4.2	...	242	4.9	224	5.6	...	210	200
80	0	3.6	...	264	5.4	...	216	6.3	203	7.2	...	187	274
82	0	4.0	...	246	6.0	...	204	7.0	187	8.0	...	180	144
79	0	8.2	...	178	12.3	...	145	14.1	135	16.4	...	126	166
78	0	8.4	...	176	12.6	...	144	14.7	133	16.8	...	124	161
77	0	9.4	...	166	14.1	...	135	16.5	125	18.8	...	118	123
Y12	0	17.6	...	122	26.4	...	98	30.8	92	35.2	...	86	111

Age, age of the crust, Ma; SR, sedimentation rate, m/m.y.; HF, heat flow predicted by the model for a certain spreading rate and sedimentation rate, mW m<sup>-2</sup>, and observed HF, observed heat flow, mW m<sup>-2</sup>.

Сейсмическая асимметрия относительно хребта Книповича выражена очень ярко. По сей день район от Шпицбергена до хребта Книповича аномально активен по сейсмичности. Напротив, западнее, бассейн Борея почти асейсмичен. К сожалению, установлены фокальные механизмы лишь нескольких эпицентров. Однако сделаны первые определения для нескольких землетрясений на Шпицбергене [Chan & Mitchell, 1985]. Они указывают на левосторонние сдвиговые движения по восток-юго-восточным сдвиговым нарушениям, которые имеют довольно косое расположение относительно наиболее известных разломов региона. Эта асимметрия в сейсмичности относительно хребта Книповича указывает на обширную тектоническую нарушенность Евразийской плиты.

Фланги хребта Книповича также структурно асимметричны. Ось очерчена вблизи Шпицбергена восточным краем, который весьма узок, и разбит лишь несколькими резкими разломами, из которых Хорнсунн является наиболее выраженным (рис. 2 и 6). Западный фланг разбит большим числом нормальных сбросов (рис. 6). Вдобавок, взгляд на рис 4-6 обнаруживает, что кривые теплового потока тоже очень асимметричны

относительно хребта Книповича с пиком высоких значений теплового потока к востоку от оси, и далее резкое понижение температур на восточном фланге.

Эта асимметрия является ключевой для последующего обсуждения, в котором 80 новых станций по тепловому потоку (рис. 4-6) используются для реконструкции термальности и скорости спрединга для хребта Книповича. В последующих главах мы численно тестируем асимметрию чистого сдвига, простого сдвига, и модели перескока оси хребта касательно собранных данных по тепловому потоку и батиметрии для выяснения, какая из моделей может объяснить начало явной асимметрии рифтинга хребта Книповича.

TABLE 6. East Knipovich Flank, Heat Flow Versus Age

Station	Decompacted Thickness, m	Observed HF	Half Spreading Rate, mm yr <sup>-1</sup>								
			6.0			4.0			3.0		
			Age	SR	HF	Age	SR	HF	Age	SR	HF
6-83	3,000	371	2.0	1500	335	3.0	1000	279	4.0	750	246
6	3,560	250	2.6	1369	306	3.9	913	246	5.2	685	218
5-83	3,250	179	3.6	903	256	4.4	739	236	7.2	452	183
5	4,610	138	4.0	1152	244	6.0	768	203	8.0	576	173
4-83	8,400	109	4.6	1827	242	6.9	1217	199	9.2	914	167
4	7,610	112	5.9	1290	213	8.9	855	174	11.8	645	152
1-83	7,290	114	6.6	1105	198	9.9	736	165	13.2	533	141
3	11,080	100	7.6	1458	194	11.4	972	159	15.2	729	139
8-83	6,730	132	8.4	801	178	12.6	534	146	16.8	401	128
3-83	6,730	130	8.6	783	176	12.9	522	145	17.2	392	126

Age, age of the crust, Ma; SR, sedimentation rate, m/my; HF, (predicted heat flow for various spreading and sedimentation rates, mW m<sup>-2</sup>; observed HF, observed heat flow, mW/m<sup>-2</sup>.

### Тепловой поток

Один из способов оценить сценарий асимметричного рифтинга в Норвежско-Гренландском бассейне – это проанализировать тепловой поток на плато, хребтах и бассейнах в этом регионе. Крэйн и соавторы [*Crane et. al., 1982*] сделали первую попытку построить региональную термальную карту. Они показали, что северная часть Шпицбергенской зоны разломов возможно разбита, как минимум, на три сегмента, разделённых маленькими сдвиго-раздвиговыми бассейнами «pull-apart». Было обнаружено, что тепловой поток на северо-восточном сегменте плато Ермак ненормально высок (рис. 4). Во время совместной Норвежско-Французско-Американской экспедиции в 1983 году было выполнено 39 измерений теплового потока вдоль 2 субширотных профилей, протягивающихся от континентального шельфа Шпицбергена через хребет Книповича – до разломной зоны Ховгард. (78° с.ш. и 75,2° с.ш. [*Crane et. al., 1988*], рис. 4). Эти данные указывают на важный источник теплового потока в районе хребта и трансформа Моллой и на мелководье плато Ермак. Вдобавок, как прозвучало ниже, выяснилось, что тепловой поток через хребет Книповича очень асимметричен.

Crane et. al., 1988 попытались подобрать по данным теплового потока, полученным в 1983 году, исправив их с учётом седиментации, модель типа «Маккензи» - «чистый сдвиг»; описывающую зависимость остывания океанической коры от её возраста [*Mckenzie, 1978*]. Южный трансект на широте 75° с.ш. подходит для такой модели, однако к северу значение теплового потока попадает между предсказанными и наблюдаемыми данными вдоль восточного фланга центра спрединга.

При точных расчётах теплового потока принимался во внимание термальный эффект осадконакопления. Вдобавок, анализировались все сейсмические профили вдоль наших трансектов теплового потока, и лучшие оценки типа осадков и их мощности определялись на основании акустических профилей и данных по пробоотбору в этом регионе.

Темпы осадконакопления в этом регионе экстремально высокие. По одним оценкам [*Myhre & Eldholm, 1987; Myhre, 1984*], до среднего миоцена скорости составляли приблизительно 100 мм/год. С миоцена (последние 5 млн. лет) скорости увеличились до

значений 300 мм/год. Два акустических рефлектора в осадках (горизонты А и В), которые вероятно отражают эти изменения скоростей осадконакопления, закартированы Фалейде с соавторами [Faleide *et.al.*, 1984]. Они считают, что горизонт В представляет собой верхнепалеоценовое несогласие. Это было в то же время, когда происходили блоковые нарушения на Шпицбергене. Комплекс между горизонтами А и В характеризуется инициальной проградацией на поверхности несогласия, имеющие локальное распространение. Эти несогласия интерпретируются [Faleide *et.al.*, 1984] как результат спорадической тектонической активности вблизи современной границы континент/океан. Рефлектор А, возможно, определяется понижением уровня моря в средне-олигоценое время.

TABLE 7. West Knipovich Flank, Heat Flow Versus Age

Station	Decompacted Thickness, m	Observed HF	20 Ma HSR = 7.9			30 Ma HSR = 5.3			40 Ma HSR = 4.0		
			Age	SR	HF	Age	SR	HF	Age	SR	HF
96	320	301	0.8	400	528	1.2	267	441	1.6	200	377
94	2413	197	1.2	2010	437	1.8	1341	355	2.4	1005	308
92	1500	125	2.2	682	325	3.3	455	268	4.4	341	233
7	105	135	2.6	40	312	3.9	27	255	5.2	20	222
28	320	180	2.8	114	296	4.2	76	243	5.6	352	211
10-83	1970	233	2.8	704	290	4.2	469	236	5.6	352	208
11-83	5280	180	4.2	1257	243	6.3	838	197	8.4	629	175
8	2110	159	4.4	480	234	6.6	320	190	8.8	240	168
91	2735	139	4.4	622	235	6.6	414	190	8.8	311	168
27	1950	154	4.8	406	221	7.2	271	182	9.6	203	161
89	1944	113	5.0	389	220	7.5	259	181	10.0	194	157
12-83	5850	158	5.4	1083	216	8.1	722	180	10.8	542	156
9	1360	125	5.8	235	204	8.7	156	168	11.6	117	146
90	1644	137	6.6	249	190	9.9	166	158	13.2	125	137
10	810	179	6.8	119	190	10.2	79	156	13.6	60	136
26	2570	156	7.0	367	187	10.5	245	154	14.0	184	134
13-83	1660	176	7.0	237	187	10.5	158	154	14.0	119	134
42	4270	122	7.8	548	181	11.7	365	149	15.6	274	130
11	1500	81	8.2	183	173	12.3	122	142	16.4	91	124
14-83	520	121	9.2	57	165	13.8	38	135	18.4	29	118
25	2900	138	9.4	309	163	14.1	206	134	18.8	154	117
12	810	108	9.4	86	163	14.1	57	134	18.8	43	116
43	3233	125	10.2	317	158	15.3	211	130	20.4	159	113
15-83	1230	108	10.4	118	154	15.6	79	127	20.8	59	111
13	105	116	11.0	9	153	16.5	6	125	22.0	4	107
24	1080	128	11.8	92	145	17.7	61	120	23.6	46	104
14	1350	103	12.2	111	143	18.3	74	117	24.4	56	102
15	0	149?	13.2	0	138	19.8	0	115	26.4	0	99
23	1640	129	13.4	122	137	20.1	82	113	26.8	61	98
16	810	89	14.6	55	131	21.9	37	108	29.2	28	93
53	3240	107	15.0	216	131	22.5	144	108	30.0	108	94
22	2740	110	15.2	180	130	22.8	120	107	30.4	90	93
17	810	119	15.8	51	126	23.7	34	104	31.6	26	90
45	2900	97	16.2	179	124	24.3	119	104	32.4	90	90
18	105	70	16.8	6	122	25.2	4	102	33.6	3	88
21	1210	110	17.2	70	121	25.8	47	100	34.4	35	87
52	320	133	18.4	17	118	27.6	12	97	36.8	9	84
20	440	108	19.0	23	116	28.5	15	95	38.0	12	83
46	2740	102	20.0	137	114	30.0	91	94	40.0	69	82

Station, in order of distance from the Knipovich Ridge; HSR, half spreading rate, mm/yr; SR, sedimentation rate, m/m.y.; HF, predicted heat flow for various spreading and sedimentation rates,  $mW m^{-2}$ ; Age, age of the crust, Ma; Observed HF, observed heat flow,  $mW m^{-2}$ .

Имеются сведения [Myhre *et.al.*, 1982], что все осадки к северу от 76°с.ш. и мористее разломной зоны Хорнсунн отлагались, начиная со средне-олигоценого времени. Определено 3 горизонта (1, 2, 3), из которых основание второго горизонта датируется возрастом ~ 5,5 млн. лет (рис. 6).

Взгляд на рис. 4 обнаруживает распределение точек измерения теплового потока, по которым были отрисованы изотермы. Вполне чётко определяется, что выделяется 3 вытянутых области (полосы) высоких значений теплового потока. Одна такая область располагается вдоль оси хребта Книповича, перескакивает через хребет Моллой на трог Лены. Другая область ориентирована субпараллельно трог Лены, но расположена на мелководье плато Ермак. Эта термальная аномалия находится на простирании Вуд-

фиорда, где фиксируется структура растяжения и на побережье известны четвертичные вулканы. Третья термальная аномалия расположена вдоль разломной зоны Хорнсунн, смежной со Шпицбергом.

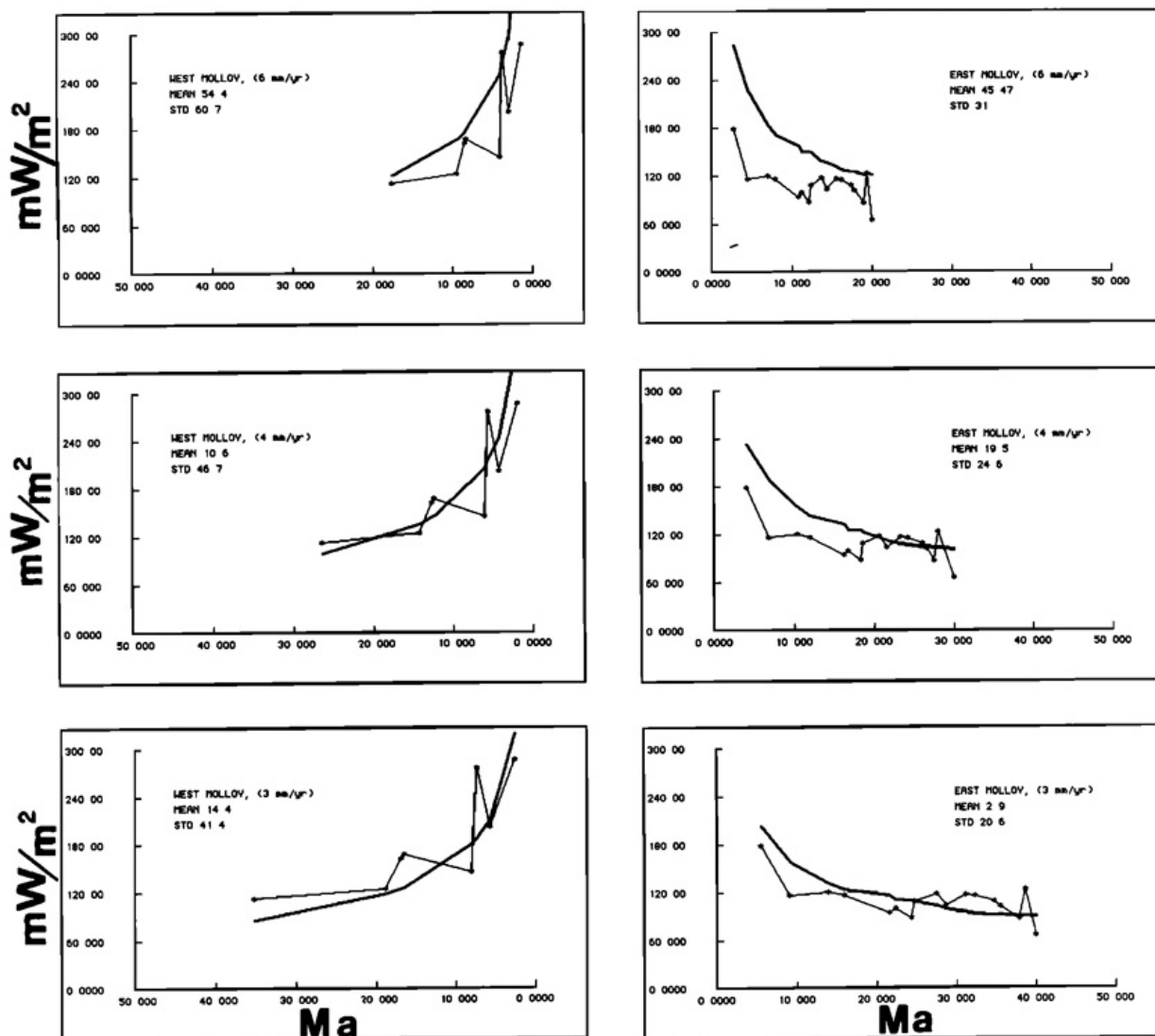


Fig. 7. Predicted heat flow (in milliwatts per square meter) versus age (in mega annum) across the Molloy Ridge compared to predicted heat flow determined from the *McKenzie* [1978] cooling plate model (bold curve). The three different cases represent half spreading rates of 3, 4, and 6  $mm\ yr^{-1}$ . Details of the stations are found in Table 5.

Используя модель Хутчинсона [*Hutchinson, 1985; Crane et. al., 1988*], мы подсчитали, какой поверхностный тепловой поток должен быть (предполагаемый тепловой поток) для каждой станции, используя полу-скорость спрединга и скорость осадконакопления, которые подсчитаны, исходя из мощности уплотнённых осадков и моделирования возраста подстилающей коры (таблицы 5-7). Таким образом, сравнивая предполагаемый поверхностный тепловой поток с наблюдаемым, мы можем оценить полу-скорость спрединга вдоль хребта Книповича. Мы должны идти таким путём для определения скорости спрединга, потому что нет идентифицированных магнитных аномалий. Если эти модели подходят, то можно оценить возраст зоны перехода континент/океан. Раз эти сравнения были сделаны, мы можем исследовать модели асимметричного растяжения более полно.

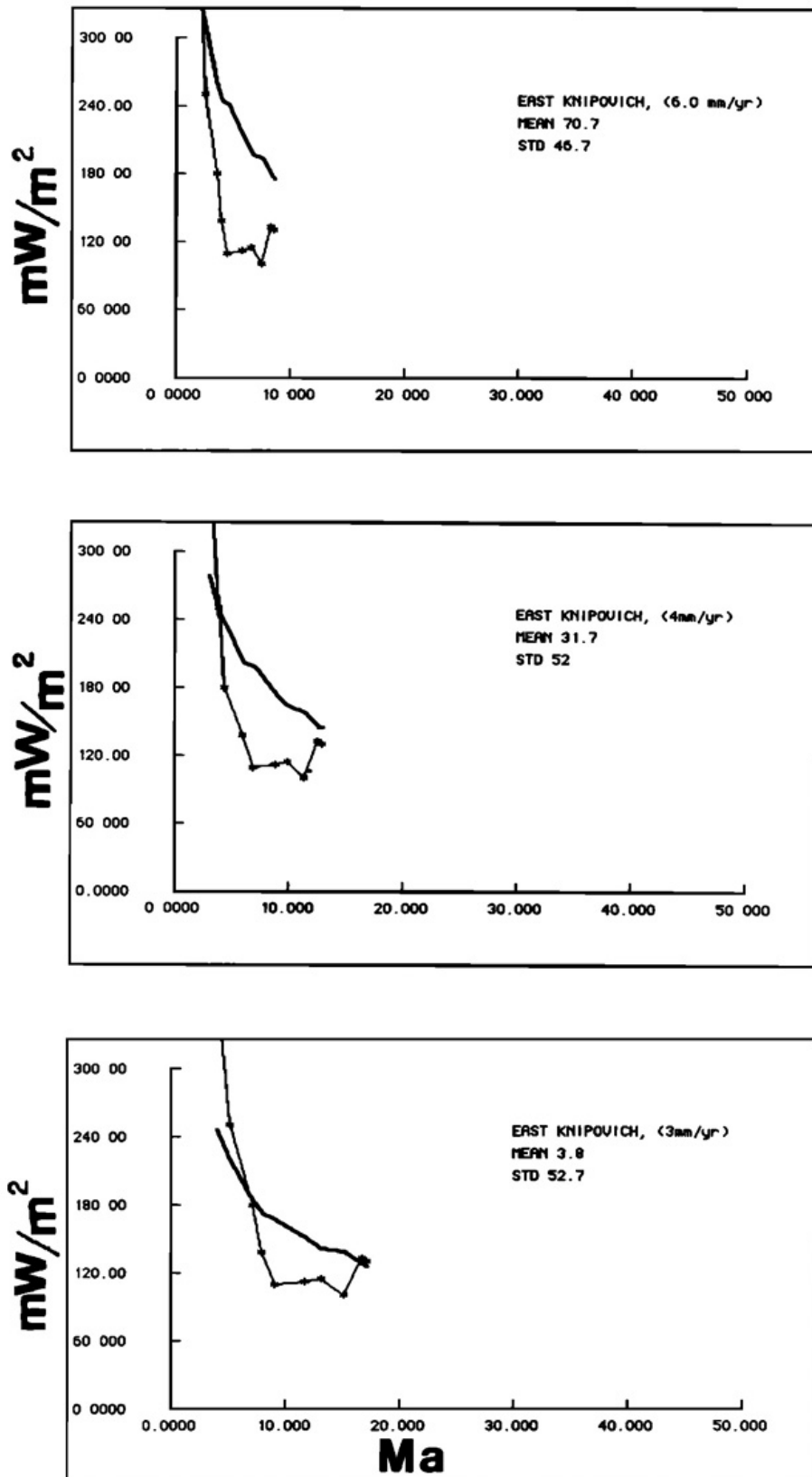


Fig. 8. Predicted heat flow (in milliwatts per square meter) versus age (in mega annum) across the eastern flank of the Knipovich Ridge compared to predicted heat flow determined from the cooling plate model (bold curve). The three different cases represent half spreading rates of 3, 4, and 6 mm yr<sup>-1</sup>. Note the poor fit between the predicted heat flow and the cooling plate model. Details of the stations are found in Table 6.



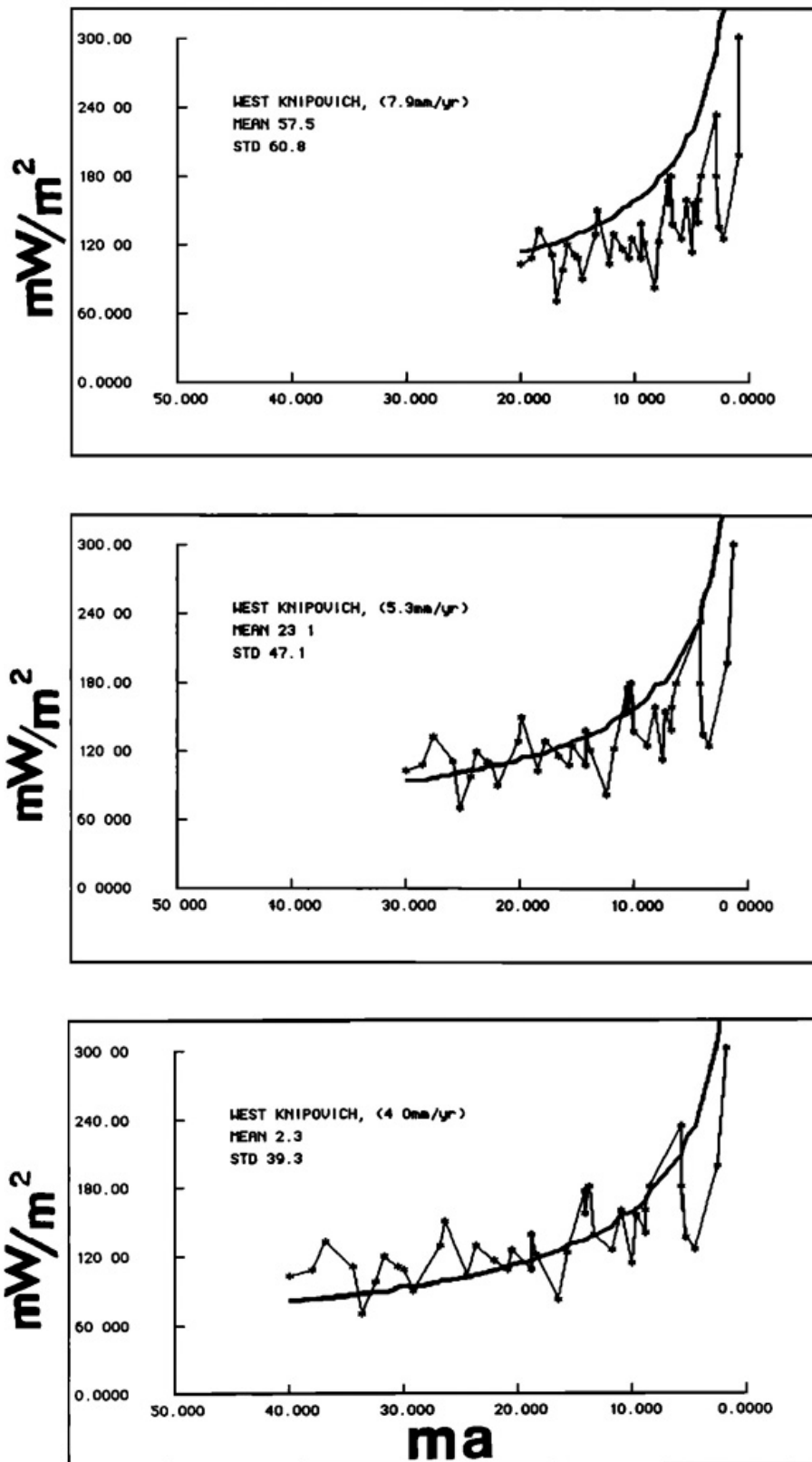


Fig. 9. Predicted heat flow (in milliwatts per square meter) versus age (in mega annum) across the western flank of the Knipovich Ridge compared to predicted heat flow determined from the cooling plate model. The three different cases represent half spreading rates of 4, 5.3 and  $7.9 \text{ mm yr}^{-1}$ . Details of the stations are found in Table 7.

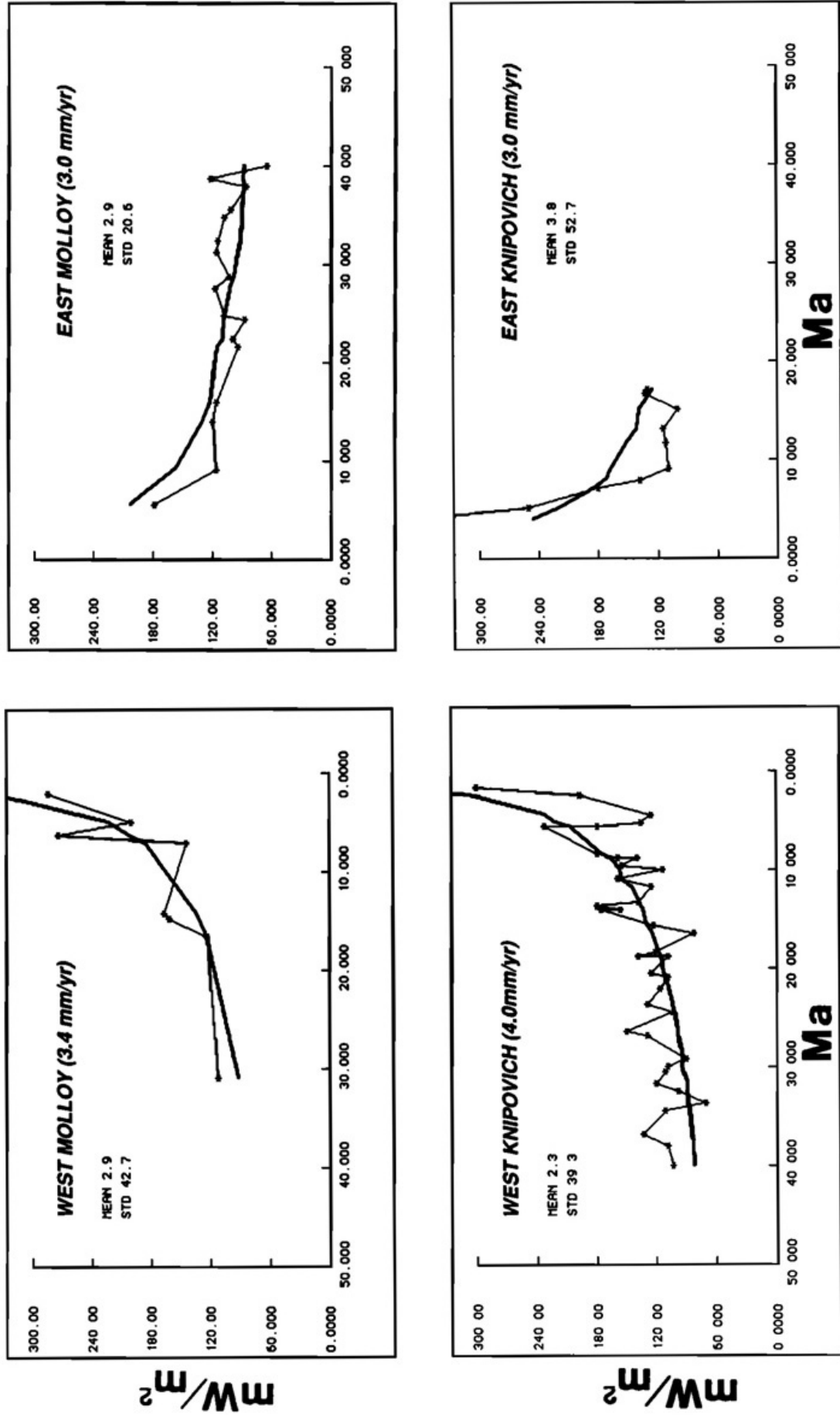


Fig. 10. The best fits between the predicted heat flow (in milliwatts per square meter) versus age (in mega annum) and the cooling plate model for the Molloy Ridge and the Knipovich Ridge. The results yield a full spreading rate of  $6.4 \text{ mm yr}^{-1}$  across the Molloy Ridge and  $7 \text{ mm yr}^{-1}$  across the Knipovich Ridge. Note the poor fit on the eastern side of Knipovich Ridge.

### Перескок оси хребта

Перескок оси хребта (рис. 3с) моделирован с использованием состава литосферы из хрупко деформируемой верхней коры, надстраиваемой пластично деформируемый нижний слой, представленные в асимметричном разрезе литосферы, вызванном перескоком оси рифта. Это похоже на асимметричную сдвиговую модель, но в тоже время принимает во внимание перескок центра растяжения. В результате перескока образовалась всеобщая модель асимметрии теплового потока и батиметрии, хотя внутренние ступени могли сформироваться в результате двух или более эпизодов чисто сдвигового растяжения. Модель асимметричного чисто сдвигового растяжения может рассматриваться как результат большого множества последовательно накладываемых перескоков хребта.

### Результаты

Если сгруппировать результаты по следующим регионам:

- 1) восточный фланг хребта Моллой (табл. 5)
- 2) западный фланг хребта Моллой (табл. 5)
- 3) восточный фланг хребта Книповича (табл. 6)
- 4) западный фланг хребта Книповича (табл. 7)

и наложим моделированный тепловой поток, подсчитанный для специфических скоростей спрединга напротив наблюдаемых данных, мы сможем определить наилучшее сходжение с моделью остывания плиты McKenzie [1978] (рис. 7-9). Для хребта Моллой лучше всего подходит модель остывающей плиты с полу-скоростью спрединга 3,4 мм/год на западном фланге и 3,0 мм/год на восточном фланге, что соответствует полной скорости спрединга 6,4 мм/год (рис. 10). Для сравнения, Тиде и коллеги [Thiede et al., 1990] считали сходные скорости спрединга на восточном фланге, основываясь на расстоянии между 5 хроной и современной неовулканической зоной. Эти оценки скорости спрединга значительно отличаются от  $V=16$  мм/год, подсчитанной Вогтом и соавторами [Vogt et al., 1981] и Эльдхольмом и соавторами [Eldholm et al., 1990]. Если определённые нами по тепловому потоку скорости спрединга корректны, то процессы спрединга морского дна вблизи хребта Моллой (от  $78^{\circ}30'$  с.ш. до  $79^{\circ}30'$  с.ш.) должны были начаться 40-50 млн. лет назад (принимая разломную зону перехода континент/океан).

Через хребет Книповича лучшее совпадение между наблюдаемыми данными по тепловому потоку и моделью остывающей плиты указывают на полу-скорость спрединга 4,0 мм/год на западном фланге, и 3,0 мм/год на восточном что складывается в полную скорость спрединга 7,0 мм/год. Эти данные указывают на возраст образования границы континент/океан в 20-30 млн. лет на широте  $78^{\circ}$  с.ш. -  $78^{\circ}30'$  с.ш. Однако, совпадение наблюдаемого и подсчитанного теплового потока для восточного фланга очень плохое.

На южных широтах хребта Книповича ( $75^{\circ}$  с.ш.) хорошее совпадение данных по тепловому потоку и моделью остывания плиты указывает на возраст образования зоны перехода континент/океан в 60 млн. лет (с полу-скоростью спрединга 4,5 мм/год). Осложняющей большей частью хорошее соответствие модели является полоса высоких значений теплового потока, ассоциирующаяся с восточным эскарпом разломной зоны Хорнсунн, смежным с континентальной окраиной (рис. 4).

В основном, асимметричное распределение теплового потока относительно хребта Книповича превалирует в его северной части, и во всех случаях наблюдается очень плохое соответствие между данными по восточному флангу и моделью остывающей плиты (простого сдвига). С другой стороны, данные по хребту Моллой обнаруживают гораздо лучшее совпадение с моделью простого сдвига (рис 10).

Это несоответствие в степени подбора для восточного и западного флангов хребта Книповича с моделью простого сдвига убедили нас проверить модели асимметричного

простого сдвига, простого сдвига по detachment, и перескока оси хребта, учитывая тепловой поток и современную топографию дна.

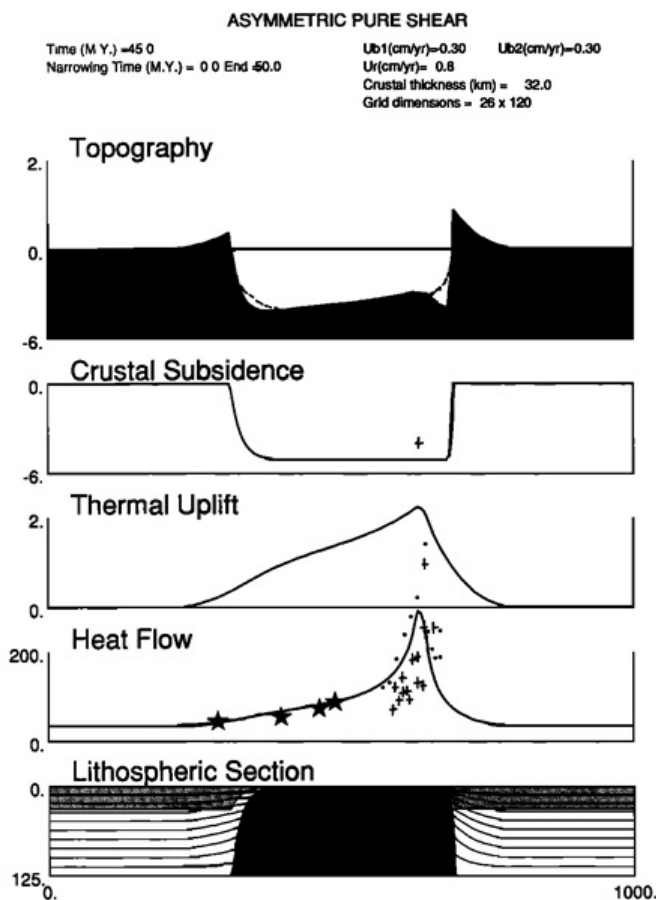


Fig. 11. The best fit between all of the heat flow data collected across the Knipovich Ridge (corrected for the cooling effects of sedimentation using the Hutchison model) with the asymmetric pure shear model evolved to 45 Ma at a spreading rate of  $8 \text{ mm yr}^{-1}$ . The initial rift width was 19.2 km; the initial crustal thickness was 32 km (lightly shaded region); and the velocity that the ridge migrates to the east is  $3 \text{ mm yr}^{-1}$ , yielding a net spreading rate of  $7 \text{ mm yr}^{-1}$  to the west and  $1 \text{ mm yr}^{-1}$  to the east. The heat flow stations are indicated by dots (Flunorge 1983), crosses (Svalbard 1984), and stars (Vema). The observed depth to basement, corrected for sediment loading, is dotted across the solid, predicted-topography profile (which is the sum of the calculated crustal subsidence and the thermal uplift). Horizontal and vertical scales (in kilometers). Resultant heat flow (in milliwatts per square meter). Curvilinear lines in the lithospheric section represent isotherms, the darkly shaded region indicates upwelled asthenosphere. Solid region under the rise axis indicates magma. Grid dimensions,  $26 \times 120$  cells.

Когда модель асимметричного чистого сдвига сравнивается с данными, получается превосходное совпадение наблюдаемых и моделированных значений теплового потока и топографии, если принять скорость спрединга для западного фланга  $7,0 \text{ мм/год}$ , а для восточного  $1 \text{ мм/год}$  (рис. 11). Эта асимметрия предполагает приуроченность оси к восточному краю бассейна. Для того, чтобы образовался очень высокий тепловой поток на оси, первичная ширина рифта должна была быть очень узкой, и по этой причине мы предпочли ширину в 19 км, что позволило развиваться рифту в течение 45 млн. лет.

Рисунки 12 и 13 изображают сравнение измеренного и моделированного теплового потока и топографии для спрединга, наблюдаемого вдоль detachment под острым ( $15^\circ$ ) и большим углами ( $45^\circ$ ). В этих примерах мы подразумеваем, что хребет Книповича попадет в точку, где detachment выходит на морское дно. Разлом предполагается погружающимся в сторону Шпицбергена, делая этот близрасположенный остров частью верхней плиты. Мы проанализировали модели с полной скоростью спрединга варьирующейся от 4 до 10 мм/год и первоначальной мощностью коры изменяющейся от 10 до 32 км. Из двух нарисованных примеров вариант, где

detachment очень пологий ( $15^\circ$ ) не был подтвержден наблюдаемым тепловым потоком. Однако ширина предполагаемого океанического бассейна была примерно такая же, как и при ширине бассейна с предполагаемой глубиной залегания фундамента, меньшей, чем настоящая; и вычисленный тепловой поток очень низок для подтверждения этой модели.

Случай с detachment, погружающимся под углом  $45^\circ$  с суммарной скоростью спрединга  $8 \text{ мм/год}$  обнаруживает гораздо лучшее совпадение и с данными по тепловому потоку и топографии, когда модель принимается для 40 млн. лет. Однако модель чистого сдвига может действовать только для пологого detachment. Такие крутые нарушения ( $45^\circ$ ) образуют структуры растяжения в коре, которая большей частью рассматривается как случай асимметричного сдвига.

Simple shear model.  
 Time (M.Y.) = 20.6  
 Offset (km) = 154.6

Crustal thickness (km) = 32.0  
 Angle (degrees) = 15.0  
 Velocity (cm/yr) = 0.8  
 Grid dimensions = 13 x 100

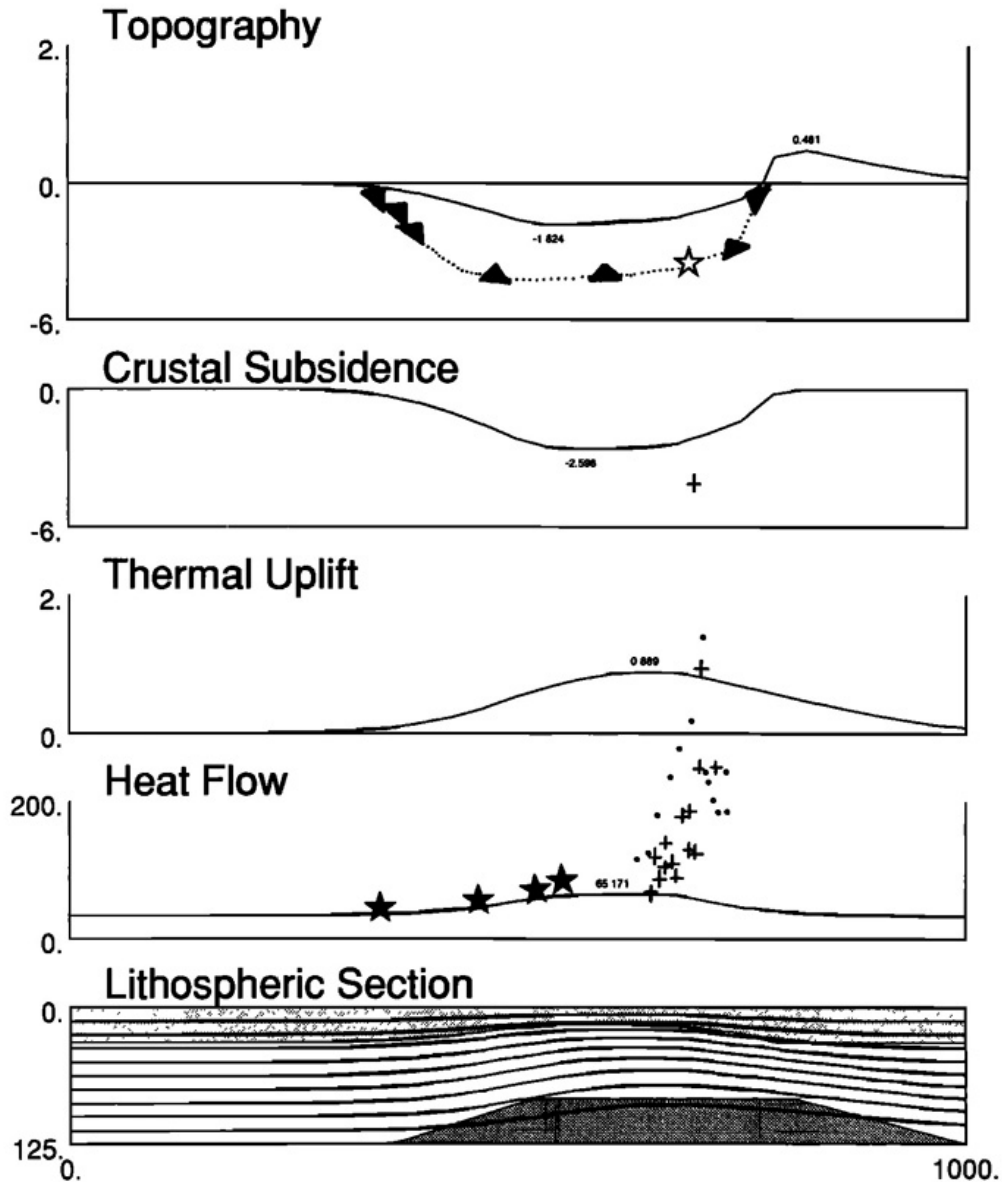


Fig. 12. The best fit between a simple shear model (depicting 20 m.y. of evolution at a spreading rate of  $8 \text{ mm yr}^{-1}$  along a detachment fault dipping  $15^\circ$  to the east underneath Svalbard) and corrected topography and heat flow data. Heat flow stations are as indicated in Figure 11, and are superimposed on the heat flow curve. Topography corrected for sediment loading is shown by triangles and is superimposed on the predicted bathymetry profile. The open star indicates the Knipovich Ridge axis. The initial crustal thickness was 32 km and the offset across the ridge axis at 20 Ma is 154.6 km. Grid dimensions,  $13 \times 100$  cells.

В случае перескока рифта в восточном направлении из одного положения в другое (рис. 14а и 14в) мы наблюдаем хорошее совпадение с моделью, которая 25 млн. лет характеризовалась некоторым сдвиговым растяжением, и затем произошёл перескок на 150 км к востоку, и расширение океанического дна в последующие 20 млн. лет происходило с суммарной скоростью 8 мм/год. Однако, в этом случае, предполагаемая топография должна быть на 1-2,5 км мелководнее, чем наблюдается в настоящее время.

В заключение, наблюдения свидетельствуют, что модель с пологим детачментом не подтверждается. С другой стороны, модели асимметричной сдвига и модель крутопадающего детачмента хорошо соотносятся с батиметрическими данными и данными по тепловому потоку. Эти модели свидетельствуют, что спрединг на широте

78°с.ш. начался 40-45 млн. лет назад, в отличие от возраста 20-30 млн. лет, получаемого по модели остывающей плиты.

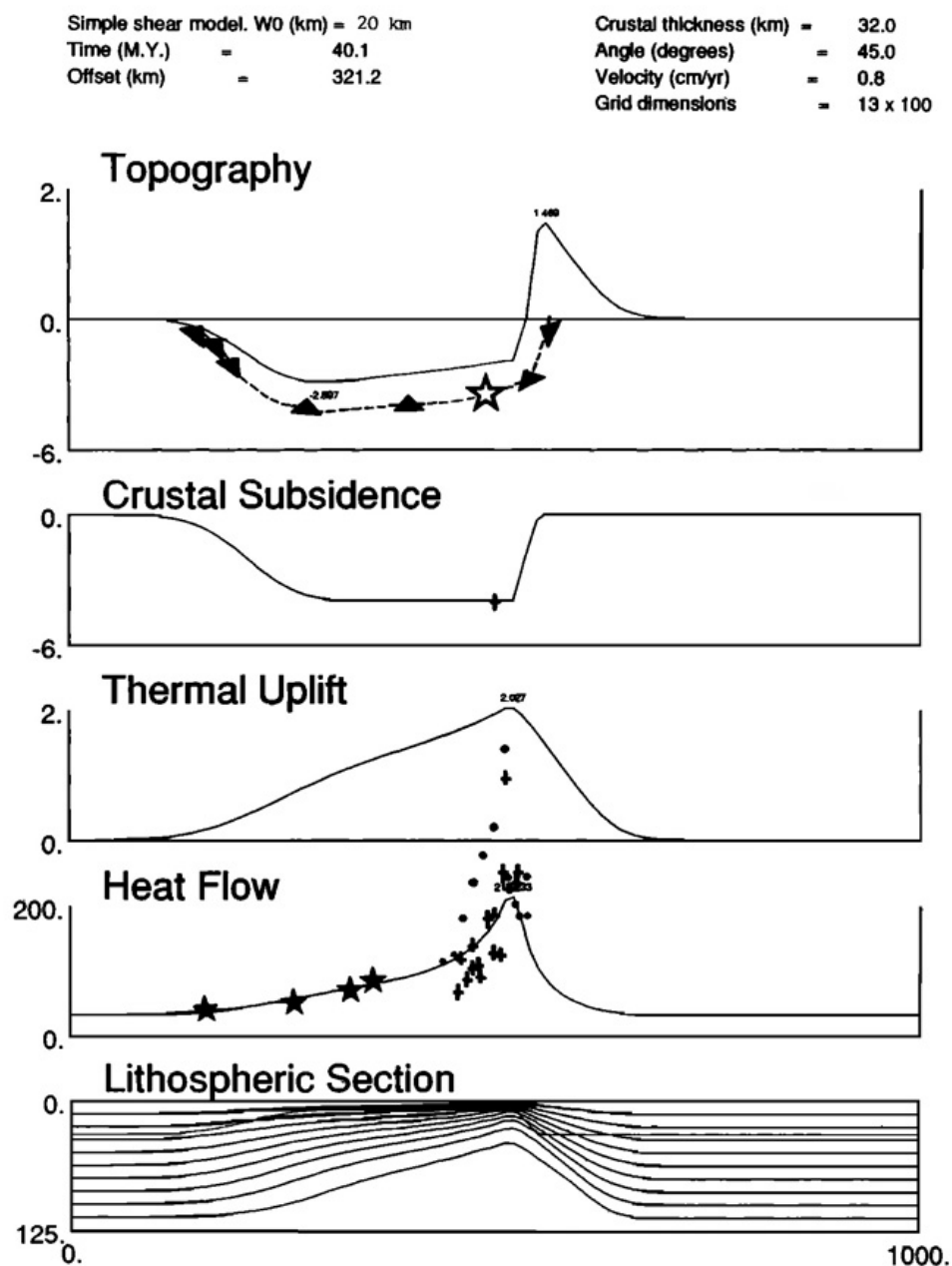


Fig. 13. The best fit between all of the heat flow data collected across the Knipovich Ridge and a simple shear model with a detachment fault dipping 45° to the east (underneath Svalbard). Heat flow stations are as indicated in Figure 11, corrected for the cooling effects of sedimentation using the Hutchison model. This fit suggests the oceanic crust has been evolving for 40 Ma at a spreading rate of 8 mm yr<sup>-1</sup> at a latitude of 78°N. In this case the initial axial width was 20 km; the crustal thickness was 32 km at the initial point of rifting, and the present-day offset is 321 km. Grid dimensions, 13 × 100 cells.

#### Замечания

К. Крейн с соавторами [*Crane et. al. 1982*] указывали, что хребет Моллой мог изначально сформироваться как бассейн pull-apart в пределах Шпицбергенской зоны сдвига. Они приходят к следующим выводам:

- 1) хребет Гаккеля распространялся с севера в зону Шпицбергенских сдвигов, образовав изменяющееся напряжение растяжения по всему региону, вызвав интрузирование мантийного материала в районе хребта Моллой; с другой стороны:

2) хребет Книповича распространялся с юга, образуя сходную структуру. Если модель остывающей океанической плиты корректна, то хребет Моллой образовался на 20-30 млн. лет раньше хребта Книповича, ещё не достигшего 78° с.ш. Поэтому хребет Моллой мог образоваться как бассейн pull-apart или как зона наложения растяжения по отношению к приспособляющейся распространяющейся плитной границе хребта Гаккеля.

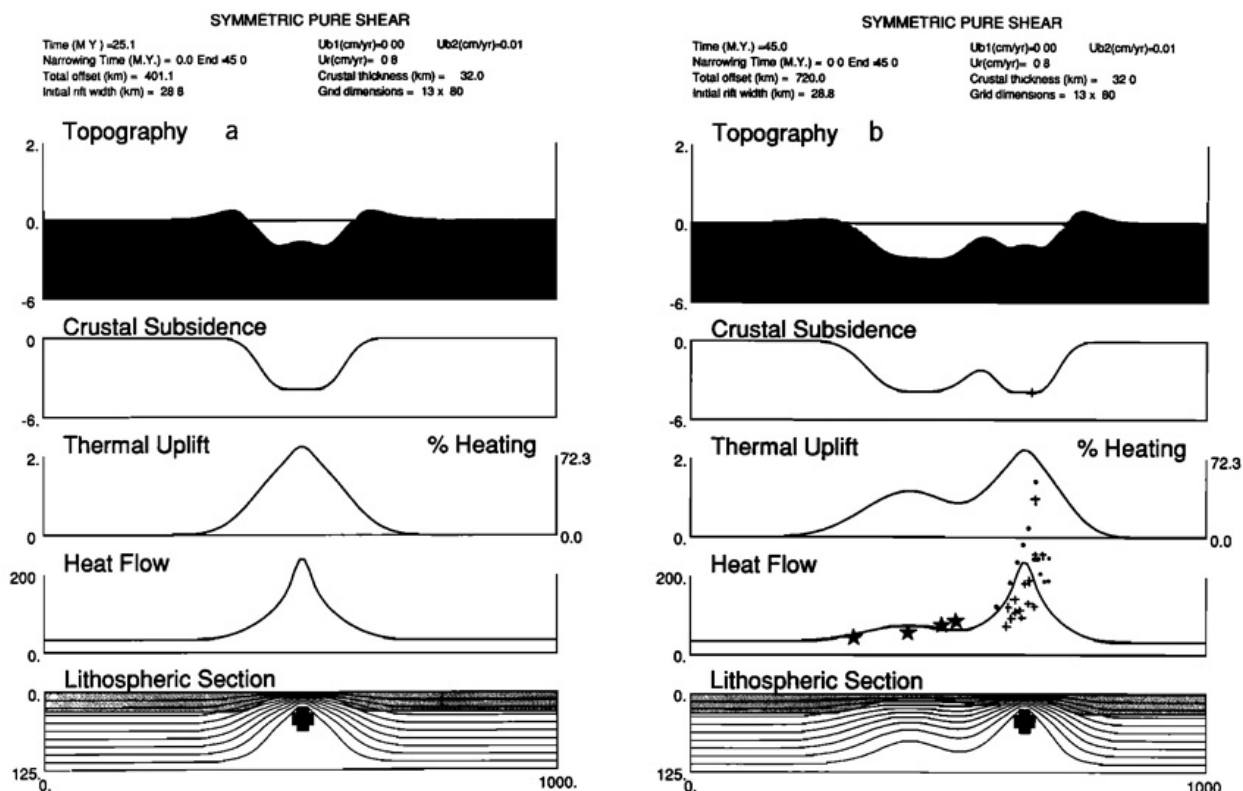


Fig. 14. The best fit between all of the heat flow data and a ridge jump model. Heat flow data are from Flunorge 1983 (dots), Svalbard 1984 (crosses), and Vema (stars), (corrected for the cooling effects of sedimentation using the Hutchison model). (a) The ridge jump model at 25 Ma. (b) The ridge jump model evolved to 45 Ma after a 150 km eastward jumping of the axis at 25 Ma. In this model the full spreading rate is  $8 \text{ mm yr}^{-1}$ . Grid dimensions,  $13 \times 80$  cells.

#### ЛИТЕРАТУРА:

- Birkenmajer K. The geology of Svalbard, the western part of the Barents Sea and the continental margin of Scandinavia, in *The Ocean Basins and Margins*, vol. 5, *The Arctic Ocean*, edited by A.E.M. Nairn and M. Churkin, pp. 265-330, Plenum, New York, 1981.
- Bonatti E. & Crane K. Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transforms, *Nature*, 300, 343-345, 1982.
- Bonatti E. & Crane K. The geology of oceanic transform faults, *Sci. Am.*, 250(5), 40-51, 1984.
- Buck, W.R., Martinez F., Steckler M.S. & Cochran J.R. Thermal consequences of lithospheric extension: Pure and simple, *Tectonics*, 7(2), 213-234, 1988.
- Chan, W.W. & Mitchell B.J. Intraplate earthquakes in northern Svalbard, *Tectonophysics*, 114, 181-191, 1985.
- Courtillot V., Propagating rifts and continental breakup, *Tectonics*, 1, 239, 1982.
- Crane, K. & Bonatti E. Fracture zone control on the opening of the Red Sea: SIR A data, *J. Geol. Soc. London*, 144, 407-420, 1987.
- Crane K., Eldholm O., Myhre A.M., & Sundvor E. Thermal implications for the evolution of the Spitsbergen transform fault, *Tectonophysics*, 89, 1-32, 1982.

- Crane K., Sundvor E., Foucher J.-P., Hobart M., Myhre A.M., and LeDouraran S. Thermal evolution of the western Svalbard Margin, *Mar. Geophys. Res.*, 9, 165-194, 1988.
- Eldholm O., Myhre A.M., Sundvor E. & Faleide J.-I. Cenozoic evolution of the margin off Norway and Svalbard, in *Petroleum Geology of the North European Margin*, edited by A.M. Spencer et al., pp. 3-18, Graham and Trotman, Detroit, Mich., 1984.
- Eldholm O., Faleide J.-I., & Myhre A.M. Continent-ocean transition at the western Barents Sea / Svalbard continental margin, *Geology*, 15, 1118-1122, 1987.
- Eldholm O., Karasik A.M. & Reksnes P.A. Geology of the Arctic Ocean region, in *The Geology of North America*, vol. L, *The North American Plate Boundary, DNAG Synthesis Volume*, edited by A. Grantz, G.L. Johnson and Sweeney J., pp. 171-184, Geological Society of America, Boulder, Colo., 1990.
- Faleide, J.I., Gudlaugsson S.T. & Jacquart G. Evolution of the western Barents Sea, *Mar. Pet. Geol.*, 1, 123-150, 1984.
- Feden, R.H., Vogt P.R. & Fleming H.S. Mantle and bathymetric evidence for the Yermak hot spot of Svalbard in the Arctic Basin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44, 18-38, 1979.
- Hutchison I., The effects of sedimentation and compaction on oceanic heat flow, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 82, 439-459, 1985.
- Johnson G.L., Southall J.R., Young P.W. & Vogt P.R. The origin and structure of the Iceland Plateau and Kolbeinsey Ridge, *J. Geophys. Res.*, 77, 5688-5696, 1972.
- Kovacs, L.C. & Vogt P.R. Depth-to-magnetic source analysis of the Arctic Ocean region, *Tectonophysics*, 89, 255-294, 1982.
- LaBrecque, J.L., Kent D.V. & Cande S.C. Revised magnetic polarity time scale for late Cretaceous and Cenozoic time, *Geology*, 5, 330-335, 1977.
- Langseth, M.G. & Zielinski G.W. Marine heat flow measurements in the Norwegian-Greenland Sea and in the vicinity of Iceland, in *Geodynamics of Iceland, the North Atlantic Area*, edited by L. Kristjansson, pp. 277-295, D. Reidel, Norwell, Mass., 1974.
- Lister G.S., Etheridge M.A. & Symonds P.A. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins, *Geology*, 14, 246-250, 1986.
- McKenzie, D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 25-32, 1978.
- Minster J.B. & Jordan T.H. Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5354, 1978.
- Morgan W.J. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans, in *The Sea*, vol. 7, edited by C. Emiliani, pp. 443-487, John Wiley, New York, 1981.
- Myhre A.M. Marine geophysical studies in the Norwegian-Greenland Sea and adjacent margins, doctor of science thesis, Univ. of Oslo, Norway, 1984.
- Myhre A.M. & Eldholm O. The western Svalbard margin (74°-80°N), *Mar. Pet. Geol.*, 5, 134-156, 1987.
- Myhre A.M., Eldholm O. & Sundvor E. The margin between the Senja and Spitsbergen fracture zones: Implications from plate tectonics, *Tectonophysics*, 89, 33-50, 1982.
- Nunns A.G. Marine geophysical investigations in the Norwegian-Greenland Sea between the latitudes of 62°N and 74°N, Ph.D. thesis, Univ. of Durham, Durham, England, 1980.
- Nunns A.G. The structure and evolution of the Jan Mayen ridge and surrounding areas, *AAPG Mem.*, 34, 193-208, 1982.
- Nunns A.G. Plate tectonic evolution of the Greenland-Scotland Ridge and surrounding regions, in *Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge, New Methods and Concepts*, edited by Bott et al., pp. 11-30, Plenum, New York, 1983.
- Nunns A.G. & Peacock J.H. Correlation, identification and inversion of magnetic anomalies in the Norway Basin, *Earth Evol. Sci.*, 2, 130-138, 1983.
- Perry R.K., Fleming H.S., Cherkis N.Z., Feden R.H. & Vogt P.R. Bathymetry of the Norwegian-Greenland and Western Barents Seas, map, Naval Res. Lab., Washington, D.C., 1980.



Perry R.K., et al., Bathymetry of the Arctic Ocean, map, Nav. Res. Lab., Washington, D. C, 1985.

Stein, S., Melosh H.J. & Minster J.B. Ridge migration and asymmetric sea-floor spreading, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 51-62, 1977.

Sundvor E., Eldholm O., Gidskehaug A. & Myhre A.M. Marine geophysical survey on the western and northern continental margin off Svalbard, *Sci. Rep.* 4, 35 pp., Univ. of Bergen, Seismol. Obs., 1977.

Talwani M. & Eldholm O. Evolution of the Norwegian-Greenland Sea, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 969-999, 1977.

Thiede J., Pfirman S., Schenke H.-W. & Reil W. Bathymetry of the Molloy Deep: Fram Strait between Greenland and Svalbard, *Mar. Geophys. Res.*, 12, 197-214, 1990.

Vogt P.R. Geophysical and geochemical signatures and plate tectonics, in *The Nordic Seas*, edited by B.G. Hurdle, Springer-Verlag, New York, 1986.

Vogt P.R. & Avery O.E., Tectonic history of the Arctic basins: Partial solutions and unsolved mysteries, in *Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas*, edited by Y. Herman, pp. 83-117, Springer-Verlag, New York, 1974.

Vogt P.R., Feden R.H., Eldholm O. & Sundvor E. The ocean crust west and north of the Svalbard Archipelago: Synthesis and review of new results, *Polarforschung*, 48, 1-19, 1978.

Vogt P.R., Perry R.K., Feden R.H., Fleming H.S. & Cherkis N.Z. The Greenland-Norwegian Sea and Iceland environment: Geology and geophysics, in *The Ocean Basins and Margins*, vol. 5, *The Arctic Ocean*, edited by A.E.M. Nairn and M. Churkin, pp. 493-598, Plenum, New York, 1981.

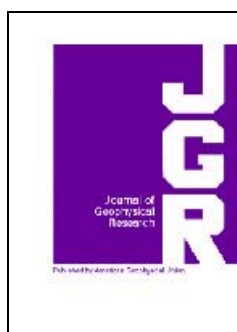
Vogt P.R., Kovacs L.C., Bernero L.C. & Srivastava S.P. Asymmetric geophysical signatures in the Greenland-Norwegian and Southern Labrador Seas and the Eurasia Basin, *Tectonophysics*, 89, 95-160, 1982.

Wernicke B., Low-angle normal faults in the Basin and Range province - Nappe tectonics in an extending orogen, *Nature*, 291, 645-648, 1981.

Wernicke B., Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Can. J. Earth Sci.*, 22, 108-125, 1985.

Wernicke B. & Burchfield B.C. Modes of extensional tectonics, *J. Struct. Geol.*, 4(2), 105-115, 1982.

**Ссылка на статью:**



**Crane K., Sundvor E., Buck R., Martinez F. Rifting in the Norwegian-Greenland Sea: thermal tests of asymmetric spreading // Journal of Geophysical Research. 1991. Vol. 96. No. B9. P. 14529-14550.**