

Г. Б. УДИНЦЕВ, Я. Б. СМИРНОВ, А. К. ПОПОВА,
Б. В. ШЕХВАТОВ, Э. В. СУВИЛОВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ ТЕПЛОВОМ ПОТОКЕ ЧЕРЕЗ ДНО ИНДИЙСКОГО И ТИХОГО ОКЕАНОВ

(Представлено академиком А. В. Пейве 18 VI 1970)

Измерения теплового потока стали неотъемлемой частью геолого-геофизических исследований дна океана. Такие измерения были проведены советскими научно-исследовательскими судами «Академик Курчатов» (2-й рейс) и «Витязь» (36-й и 42-й рейсы) на 17 станциях, расположенных в Индийском и Тихом океанах. Параметры, необходимые для расчета теплового потока, — геотермический градиент и теплопроводность среды — определялись для верхнего слоя донных осадков на глубинах, исключая влияние периодических колебаний температуры. Геотермический градиент измерялся при помощи зонда — термоградиентометра (²), смонтированного на грунтовой трубке; глубина вхождения датчиков в грунт составляла обычно 2,0—3,5 м. Теплопроводность осадков определялась на борту корабля игольчатым зондом постоянной мощности и контролировалась методом Ратклиффа по влажности. Инструментальная погрешность определений градиента равна $\pm 3\%$, теплопроводности $\pm 12\%$.

Поскольку величины глубинного теплового потока нередко нарушаются в приповерхностном слое осадков, были проанализированы искажения теплового поля, вызываемые влиянием подводного рельефа, контрастной теплопроводностью пород и придонной конвекцией. Реальные формы подводного рельефа в местах проведения измерений снимались с эхотрамм, и влияние рельефа учитывалось методом Лийса. Как показали расчеты, искажения оказались существенными только для станций К2-3 и К2-5, где они равны примерно 20% от измеренных величин. Влияние контрастной теплопроводности рыхлых осадков и коренных пород при сложной конфигурации их совместного залегания оценивалось при помощи модели полуэллиптического цилиндра одной теплопроводности в среде с другой теплопроводностью. Реальные геометрические соотношения в этом случае находились из результатов зондирования осадочной толщи методом отраженных волн, соотношение теплопроводности осадков и базальтов бралось равным 1:2,5, что соответствует фактическим данным. Рассчитанные искажения теплового потока оказались невелики и составили на станции К2-5 15% от измеренной величины.

Результаты определений теплового потока с учетом соответствующих поправок приведены в табл. 1. Как видно из нее, разброс полученных величин очень велик: от 0,27 до $3,24 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Однако группировка данных по основным тектоническим структурам океанического дна позволяет установить четкие различия величин теплового потока по различным зонам, описанным в (^{6,8}).

По ложу глубоких океанических впадин (талапленам) приводятся измерения теплового потока на станциях В36-2 и 3 (Западно-Австралийская котловина) и К2-1 (Сомалийская котловина). Интервал колебания величин здесь от 0,61 до $1,15 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, и полученные значения типичны для тектонических областей ложа глубоких океанических впадин (плит или талапленов). Например, средние величины теплового потока

во впадинах Индийского океана составляют: в Сомалийской 1,18, Амирантской 1,14, Аравийской 1,22, Западно-Австралийской $1,18 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек и т. д. (использовались результаты измерений (11)).

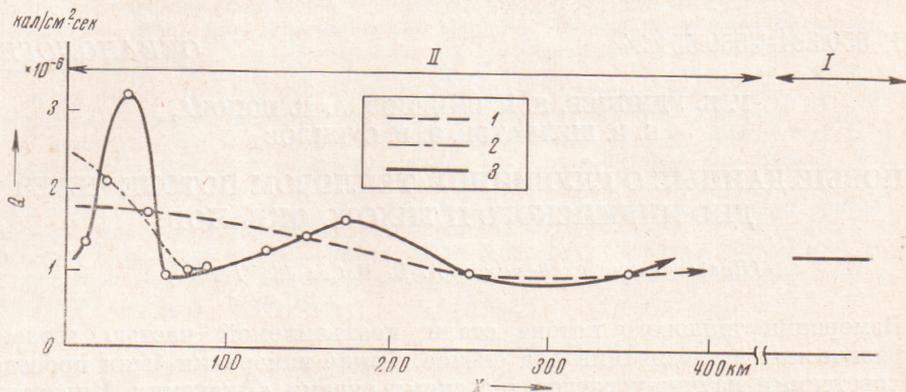


Рис. 1. Распределение теплового потока на срединных хребтах Индийского океана как функции расстояния от оси рифтовой зоны. Осреднения по интервалам: I — 0—100; 100—200; 200—300; 300—400 км; 2 — 0—50; 50—100; 100—150; 150—200; 200—300; 300—400 км; 3 — 0—25; 25—50; 50—75; 75—100; 100—150; 150—200; 200—300; 300—400 км. I, II — тектонический индекс (см. табл. 1)

На срединных хребтах (рифтогенальных орогенических поясах) Индийского океана тепловой поток измерялся на станциях К2-2, 3, 4, 5 и В36-1. Станции К2-4 и 5 и В36-1 расположены в рифтовой зоне срединного хребта, близ ее оси. Наблюдаемые колебания теплового потока — от

Таблица 1

Изменения теплового потока через дно Индийского и Тихого океанов

№ станции	Координаты		Глубина, м	Градиент Т-ры, 10^{-3} град/см	Теплопроводность осадков, 10^{-3} кал/град·см·сек	Тепловой поток, 10^{-6} кал/см ² ·сек *	Тектонический индекс**	Расстояние от оси рифтовой зоны срединного хр., км	
	φ	λ							
В36-1	28°20'S	62°35'E	5026	1,80	1,80	3,24 ***	II6		
	24°36'	103°48'	5310	0,65	1,74	1,13	I		
	24°45'	103°48'	5420	0,32	1,88	0,61	I		
	4°10'N	124°04'	4950	0,91	1,87	1,70	III		
	24°53'	134°45'	5120	0,71	2,48	1,74	III		
К2-1	4°35'S	63°14'	4346	0,55—0,81	1,69	0,93—1,37	I	586	
	5°02'	67°27'	4480	0,13	2,05	0,27	IIa	126	
	5°00'	67°18'	3760	0,56	1,75	0,96	IIa	124	
	4	5°34'	68°47'	3310	0,16	2,31	(0,77) 0,37	II6	18
	5	5°27'	68°37'	5000	0,29	2,17	(0,43) 0,63	II6	0
В42-1	42°35'N	135°28'	3608	1,25	1,70	2,13	III		
	41°57'	138°02'	3700	1,17	1,70	1,99	III		
	41°42'	130°42'	2920	1,18	1,70	2,01	III		
	41°58'	130°54'	2640	1,10	1,94	2,13	III		
	42°13'	131°08'	2000	0,85	1,76	1,49	III		
	42°11'	131°08'	2290	1,05	1,92	2,02	III		
	42°16'	131°29'	1850	1,05	2,00	2,10	III		

* В скобках приведены значения после введения поправок на влияние рельефа и контрастности теплопроводности пород.

** Тектонические индексы: I — ложе глубоких океанических впадин (талаплены); II — срединно-океанические хребты (а — склоновые части, б — рифтовая зона); III — области с земной корой переходного типа (различные тектонические зоны).

*** Величина ненадежна вследствие малого заглубления зонда.

до $3,24 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек — очень характерны для рифтовых зон в целом и устанавливаются повсеместно. Например, сходное распределение было отмечено на Восточно-Тихоокеанском поднятии (¹⁰) и срединно-океанических хребтах в целом (^{4,5}). Следует отметить, что величина теплового потока, полученная на станции В36-1, является недостаточно надежной вследствие малого заглубления зонда в осадки (длина поднятой колонки 3 см). Станции К2-2 и 3 расположены примерно в 130 км от оси хребта и характеризуют его склоновые части. По ним получены низкие величины теплового потока: 0,27 и $0,77 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

При анализе распределения величин теплового потока на рифтогенальных срединных хребтах неоднократно отмечалась принадлежность высоких величин к центральным частям хребта и пониженных — к склоновым частям (^{7,10,11}). Статистический анализ, проведенный этими исследователями, показал систематическое снижение величин по направлению от оси хребта. Однако объединение данных по большим площадям существенно сгладило закономерности распределения теплового потока. Это хорошо видно из рис. 1, показывающего характер изменения величин теплового потока как функции от оси хребта при различных интервалах осреднения. В частности, кривая 1 полностью соответствует ранее установленной тенденции изменения теплового потока на срединных хребтах. По всей вероятности лучшим приближением к выяснению закономерностей распределения теплового потока является кривая 3 с осреднением данных через 25 км.

Это расстояние в общем близко к реальным поперечным размерам структурно-морфологических зон в центральных частях хребта; вместе с тем оно позволяет уменьшить возможность случайных ошибок при осреднении данных. Как видно из рис. 1, при таком осреднении вблизи оси хребта наблюдаются два пика с очень высокими значениями теплового потока, разделенные полосой со значительно более низкими значениями. Следовательно, можно предположить наличие в рифтовых зонах двух энергетически различных областей — с умеренными и очень высокими тепловыми потоками. В качестве рабочей гипотезы, основанной на данных о блоковой структуре коры, удобно принять, что полоса умеренных и низких тепловых потоков соответствует тектоническим структурам рифтовых долин и блокам, сложенным коровыми породами основного состава, а полоса высоких тепловых потоков — блокам, сложенным мантийными породами ультраосновного состава и недавно излившимися базальтовыми лавами. Наличие как высоких, так и низких величин теплового потока в рифтовой зоне срединно-океанических хребтов исключительно важно, поскольку они показывают сложность теплового режима рифтовой зоны, где наряду с мощным выделением тепловой энергии происходит ее поглощение.

Используя закономерности распределения теплового потока на срединных хребтах Индийского океана (см., например, рис. 1, 3), легко определить средневзвешенную величину теплового потока через площадь хребтов в целом. Если принять общую ширину хребтов равной 1000 км, то среднее будет колебаться в пределах $1,23-1,28 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек (при ширине рифтовой зоны от 100 до 300 км); при общей ширине хребтов 2000 км — в пределах $1,18-1,23 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек соответственно. Полученные таким методом средние цифры достаточно индифферентны по отношению к изменению площадей тектонических структур.

В областях перехода от континентов к океану тепловой поток измерен на станциях В36-4 и 5 и В42-1, 2, 3, 4, 5, 6, 7. Станция В36-4 расположена в Целебесском море, величина теплового потока здесь $1,70 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Возможно, что повышение это вызвано близостью станции к дуге Сангихе. Станция В36-5 расположена в пределах Филиппинской плиты рядом с возвышенностью Бородино, значение теплового потока здесь $1,74 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

Станции В42-1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 находятся в Японском море, причем последние пять станций — в северо-западной части, где ранее измерения не проводились. Величины теплового потока колеблются от 1,49 до $2,13 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек (среднее $1,98 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек). Полученные величины поддерживают сделанный японскими учеными вывод о высоком тепловом потоке через дно Японского моря⁽⁹⁾. В распределении теплового потока по Японскому морю были отмечены определенные закономерности: глубоководным его частям соответствуют более высокие значения теплового потока — порядка $2,40-2,70 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, а банке Ямато — пониженные — порядка $1,70-1,90 \cdot 10^{-6}$. Как известно, строение земной коры возвышенности Ямато близко к континентальному, мощность коры равна 25 км. Согласно результатам изучения источников радиоактивного тепла, заключенных в горных породах, континентальный тип коры может обеспечить больше тепла, чем океанический. Таким образом, в области банки Ямато тепловой поток должен был бы быть выше, чем в глубоководных частях, имеющих океаническую кору. Причины указанных различий так и остались неизученными. Мы рассмотрели этот вопрос с точки зрения возможного искажения первичного теплового поля структурой возвышенности Ямато на фоне типично океанической структуры Японского моря. Так как теплопроводность земной коры и мантии различается приблизительно вдвое (разница между теплопроводностью основных и ультраосновных пород), то можно применить задачу об искажении теплового поля полуэллиптическим цилиндром одной теплопроводности в среде с другой теплопроводностью⁽¹⁾. Результаты решения задачи с учетом реальных геометрических размеров возвышенности Ямато показывают, что понижение теплового потока здесь хорошо объясняется указанным искажающим эффектом.

Подводя итоги, можно сделать вывод об очень тесной связи величин глубинного теплового потока с тектоническим строением океанического дна. Нормальными величинами теплового потока характеризуется ложе глубоких океанических впадин (талаплены), повышенными и высокими — рифтовые зоны и тектонические структуры переходных зон. Резкие колебания теплового потока обнаружены в рифтовой зоне Срединно-Индийского хребта. На основании полученных закономерностей средняя величину теплового потока через рифтовую зону Срединно-Индийского хребта следует оценивать $3,10 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек $\pm 20\%$. Для сравнения приведем средние значения для рифтовых зон Тихого и Атлантического океанов: они равны соответственно $3,85$ и $3,83 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Средние значения для склонов срединных хребтов Индийского, Тихого и Атлантического океанов соответственно равны $1,08$; $1,50$; $1,03 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Сопоставление этих данных для каждого из хребтов свидетельствует о мощном перераспределении энергии между рифтовой зоной и склоновой частью срединно-океанических хребтов.

Поступило
18 VI 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Г. Карслоу, Д. Егер, Теплопроводность твердых тел, «Наука», 1966.
² Е. А. Любимова, Г. Б. Удинцев, Океанологические исследования, № 13 (1966).
³ Я. Б. Смирнов, ДАН, 166, № 2 (1966). ⁴ Я. Б. Смирнов, ДАН, 177, № 2 (1967). ⁵ Я. Б. Смирнов, ДАН, 177, № 2 (1967). ⁶ Г. Б. Удинцев, Океанологические исследования, № 13, (1965). ⁷ M. Langseth, X. Le Pichon, M. Ewing, J. Geophys. Res., 7, № 22, 5321 (1966). ⁸ G. Udintsev, The World Rift System. Rep. of Symp., Ottawa, Canada, 1965. ⁹ S. Uyeda, M. Yasui et al. Bull. Earthquake. Res. Inst., 44, 1966, p. 1501. ¹⁰ R. Von Herzen, S. Uyeda, J. Geophys. Res., 68, № 14 (1963). ¹¹ R. Von Herzen, M. Langseth, Physics and Chemistry of the Earth, 6, London, 1965.