

## Флюидная проницаемость океанической коры (экспериментальные данные)

В. М. Витовтова<sup>1</sup>, А. В. Жариков<sup>2</sup>, В. М. Шмонов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН, Черногловка,

<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва

Получено 31 марта 2010; опубликовано 5 июня 2010.

В результате статистической обработки полученных авторами экспериментальных данных о проницаемости образцов известняков, песчаников, доломитов, базальтов и серпентинитов при высоких  $PT$  построены тренды проницаемости океанической коры. Проницаемость  $k(m^2)$  уменьшается с глубиной  $H(км)$ , согласно соотношениям:  $lgk = -16.38 - 0.461H \ln H$  (для градиента температуры  $30^\circ/км$ ) и  $lgk = -18.49 - 0.796H \ln H$  (для градиента температуры  $133^\circ/км$ ).

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** проницаемость; эксперименты при высоких  $PT$ ; океаническая кора

**Ссылка:** Витовтова В. М., А. В. Жариков, В. М. Шмонов (2010), Флюидная проницаемость океанической коры (экспериментальные данные), *Вестник ОНЗ РАН*, 2, NZ6008, doi:10.2205/2010NZ000026, 2010

### Введение

Проницаемость является фундаментальной геофизической и геохимической характеристикой, определяющей масштабы тепло- и массопереноса, миграции и накопления (или рассеяния) химических элементов в океанической коре. Скорость флюидного потока  $Q$  согласно закону Дарси определяется уравнением

$$Q = (k/\mu) \text{ grad } P \quad (1)$$

где  $\mu$  - вязкость флюида,  $\text{grad } P$  - градиент давления, а  $k$  - проницаемость горных пород. Эксперименты на многочисленных образцах различных типов пород показали, что значения параметра варьируют в пределах 12 десятичных порядков: от величин, порядка  $10^{-23} m^2$  в ненарушенных, нетрещиноватых кристаллических породах, до  $10^{-11} m^2$  в почвах и рыхлых осадочных породах [Шмонов и др., 2002]. По сравнению с проницаемостью, вязкость флюида и градиент давления, входящие в (1), варьируют в гораздо меньших пределах и, следовательно, изменения этих параметров оказывают значительно меньшее влияние на величину  $Q$ . Таким образом, проницаемость является основным параметром, контролирующим динамику движения флюидов.

Наш опыт построения профиля проницаемости континентальной коры по экспериментальным данным [Shmonov et al., 2003] дал положительный результат. Профиль хорошо согласуется с трендами, построенными другими авторами по геологическим данным [Dipple et al., 1992, Ingebritsen and Manning, 1999, Manning and Ingebritsen, 1999, Rojstaczer et al., 2008, Saar and Manga, 2004]. Нами также получены экспериментальные данные о проницаемости известняков и доломитов [Витовтова и Шмонов, 1982], песчаников [Шмонов и др., 2002], базальтов [Аксюк и др., 1992] и серпентинитов [Аксюк и др., 1991] при температурах до  $600^\circ C$  и эффективных давлениях до 200 МПа, что дало возможность построить тренд проницаемости трехслойной океанской коры.

### Постановка задачи

Как известно, мощность океанической коры колеблется от 5 до 12 км, составляя в среднем 6-7 км [Сорохтин, 1985]. Сверху вниз в океанской коре выделяются три слоя: верхний - рыхлых морских осадочных пород, мощностью до 1 км; средний, представленный переслаиванием базальтов, карбонатных и кремнистых пород, мощностью 1-3 км; нижний, сложенный основными породами.

На проницаемость горных пород, слагающих океаническую кору, влияют эффективное давление и температура.

Эффективное давление подчиняется соотношению Терцаги [Чепмен, 1983], которое показывает, что вследствие наличия в порах горной породы несжимаемого флюида, внешнее сжатие приводит к увеличению давления порового флюида, которое уменьшает эффект приложенных внешних нормальных напряжений.

$$\sigma = (\rho_r - \rho_w)gh(1-\Phi) \quad (2)$$

где  $g$  – ускорение свободного падения,  $h$  – глубина залегания пород и  $\Phi$  – их пористость. Однако это утверждение имеет силу только для изотермических систем. Если же порода находится в поле переменных температур, плотность воды, заполняющей поры, является функцией как температуры, так и гидростатического давления. Поэтому при расчете эффективного давления в океанической коре учитывались изменения плотности воды.

Температура океанской коры. В основании океанской коры давление составляет не более 200 МПа, а температура 150 – 200 °С. Поэтому температурный градиент может находиться в диапазоне 12.5 – 40 °С/км. Для низкосрединговых хребтов типа САХ характерно, что они имеют рифтовую долину шириной несколько десятков километров. В осевой зоне долины под слоем базальтов на глубине 3 - 4.5 км фиксируются магматические очаги (температура ~ 1200 °С), определяющие активные гидротермальные процессы, протекающие в рифтовых зонах [Рона, 1985]. На расстоянии около 10 км от осевой зоны температура составляет 600°С [Рона, 1985]. Поэтому температурный градиент находится в пределах от 150 °С/км на окраинах долины до 300 °С/км над магматическим очагом.

Допущения, принятые при построении тренда. Учитывая разнообразие строения океанской коры, возможные погрешности в оценках тепловых потоков, неопределенность состава пород и  $P$ - $T$  диапазон экспериментальных данных в расчетах и построениях нами были приняты следующие допущения:

1. Глубина океана 4 км.
2. Мощность океанической коры равна 8 км.
3. Кора трехслойная: первый слой (сверху вниз) имеет мощность 1 км и состоит из осадочных пород; второй – состоит из базальтов и имеет мощность 3 км; третий слой (нижний) имеет мощность 4 км и состоит из серпентинитов.
4. Плотность осадочных пород принята 2.2 г/см<sup>3</sup>, базальтов – 3.0 г/см<sup>3</sup>, серпентинитов - 2.6 г/см<sup>3</sup>.
5. Плотность океанской воды, заполняющей поровое пространство пород при высоких температурах и давлениях, принималась по термодинамическим свойствам чистой воды [Ривкин и Александров, 1975].
6. Пористость базальтов - 3.24 % принята как среднее значение по 4 образцам [Аксюк и др., 1985], пористость серпентинитов - 2.61 % по 11 образцам [Аксюк и др., 1991] и пористость осадочного слоя - 0.66 % по данным [Витовтова и, Шмонов, 1982].
7. Проницаемость осадочных пород принята по данным [Витовтова и, Шмонов, 1982]. Проницаемость базальтов и серпентинитов при температурах до 600 °С и эффективных давлениях до 150 МПа приняты по данным работы [Аксюк и др., 1991, 1992].
8. Породы океанической коры полностью водонасыщены.
9. Эффективное давление в разрезе нарастает с глубиной согласно уравнению Терцаги (2).
10. Температура возрастает с глубиной равномерно. Для областей с низким тепловым потоком принят градиент 30 °С/км; для областей с более высоким тепловым потоком – 133°С/км.

## Полученные результаты

В работе [Шмонов и др., 2002] наши экспериментальные данные о проницаемости пород представлены для кратных значений эффективных давлений 15, 30, 50, 80, 100, 120 и 150 МПа. По уравнению

$$\sigma = (\rho_c - \rho_w)gh_c(1-\Phi_c) + (\rho_b - \rho_w)gh_b(1-\Phi_b) + (\rho_s - \rho_w)gh_s(1-\Phi_s) \quad (3)$$

было определено, каким глубинам соответствует вышеприведенный ряд эффективных давлений. В уравнении (3) индексы  $c$ ,  $b$ , и  $s$  относятся к породам осадочного слоя, базальтам и серпентинитам соответственно. При градиенте температур 30 °С/км экспериментальные данные по доломитам и известнякам могут быть использованы для глубины 1 км; по базальтам - для

ВИТОВТОВА И ДР.: ФЛЮИДНАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ ОКЕАНСКОЙ КОРЫ

глубин 1.9 и 2.9 км, а данные по серпентинитам - для глубин 4.5, 5.7 и 6.9 км. При температурном градиенте 133 °С/км экспериментальные данные по известнякам могут быть использованы для глубины 1 км; по базальтам - для глубин 1.8, 2.7 и 3.8 км, а данные по серпентинитам для глубины 4.6 км. Температура на соответствующих глубинах для районов с различными тепловыми потоками определялась из соотношения  $T = H(gradT)$ . Значения проницаемости находили интерполяцией экспериментальных данных по температуре при постоянном эффективном давлении. Погрешность значений проницаемости для интервала от  $10^{-17}$  до  $10^{-20}$  м<sup>2</sup> оценивается ± 10 – 25 %; ниже  $10^{-20}$  м<sup>2</sup> ошибка составляет ± 20 – 35 %. Значения проницаемости для различных глубин при температурных градиентах 30 и 133 °С/км приведены в таблицах 1 и 2.

**Таблица 1. Проницаемость пород океанической коры, м<sup>2</sup>. Градиент температур 30 °С/км.**

T, °С	P, МПа	H, км	Слой	Порода	Проницаемость, м <sup>2</sup>
33	15	1	1	<u>Доломит</u>	
				Обр.№1	$9.00 \cdot 10^{-18}$
				Обр.№2	$3.30 \cdot 10^{-17}$
				<u>Известняк</u>	
				Обр.№1	$4.80 \cdot 10^{-17}$
57	30	1.90	2	<u>Базальт</u>	
				Обр.№1	$4.48 \cdot 10^{-19}$
				Обр.№2	$2.70 \cdot 10^{-18}$
				Обр.№3	$7.26 \cdot 10^{-17}$
				Обр.№5	$5.22 \cdot 10^{-17}$
87	50	2.90	2	<u>Базальт</u>	
				Обр.№1	$1.91 \cdot 10^{-19}$
				Обр.№2	$2.06 \cdot 10^{-18}$
				Обр.№3	$5.77 \cdot 10^{-17}$
				Обр.№5	$3.22 \cdot 10^{-17}$
135	80	4.50	3	<u>Серпентинит</u>	
				Обр.№Б-2	$1.14 \cdot 10^{-21}$
				Обр.№Б-3	$2.82 \cdot 10^{-20}$
				Обр.№Б-4	$1.09 \cdot 10^{-19}$
				Обр.№Б-5	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№Б-6	$1.04 \cdot 10^{-22}$
				Обр.№Б-7	$5.49 \cdot 10^{-19}$
				Обр.№Б-8	$1.04 \cdot 10^{-18}$
				Обр.№А-1а	$1.32 \cdot 10^{-16}$
				Обр.№А-1б	-
				Обр.№А-25а	-
Обр.№А-25б	$8.0 \cdot 10^{-20}$				
171	100	5.70	3	<u>Серпентинит</u>	
				Обр.№Б-2	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№Б-3	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№Б-4	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№Б-5	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№Б-6	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№Б-7	$3.30 \cdot 10^{-21}$
				Обр.№Б-8	$5.70 \cdot 10^{-20}$
				Обр.№А-1а	-
				Обр.№А-1б	$2.60 \cdot 10^{-17}$
				Обр.№А-25а	$5.40 \cdot 10^{-19}$
Обр.№А-25б	-				

207	120	6.90	3	<u>Серпентинит</u>	
				Обр.№Б-2	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№Б-3	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№Б-4	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№Б-5	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№Б-6	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№Б-7	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№Б-8	$5.95 \cdot 10^{-20}$
				Обр.№А-1а	-
				Обр.№А-1б	-

Таблица 2. Проницаемость пород океанической коры, м<sup>2</sup>. Градиент температур 133°С/км.

T, °C	P, МПа	H, км	Слой	Порода	Проницаемость, м <sup>2</sup>
133	15	1	1	<u>Известняк</u> Обр.№1	$4.20 \cdot 10^{-17}$
253	30	1.90	2	<u>Базальт</u> Обр.№1	$2.38 \cdot 10^{-18}$
				Обр.№2	$4.20 \cdot 10^{-19}$
				Обр.№3	$1.29 \cdot 10^{-17}$
				Обр.№5	$1.86 \cdot 10^{-17}$
386	50	2.90	2	<u>Базальт</u> Обр.№1	$2.39 \cdot 10^{-18}$
				Обр.№2	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№3	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№5	$4.33 \cdot 10^{-19}$
600	80	4.50	3	<u>Серпентинит</u> Обр.№Б-2	-
				Обр.№Б-3	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№Б-4	-
				Обр.№Б-5	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№Б-6	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№Б-7	$2.00 \cdot 10^{-21}$
				Обр.№Б-8	$1.38 \cdot 10^{-20}$
				Обр.№А-1а	$<1 \cdot 10^{-23}$
				Обр.№А-1б	-
				Обр.№А-25а	-
Обр.№А-25б	-				

Зависимости проницаемости от глубины для температурных градиентов 30°С/км и 133 °С/км приведены на рис. 1.

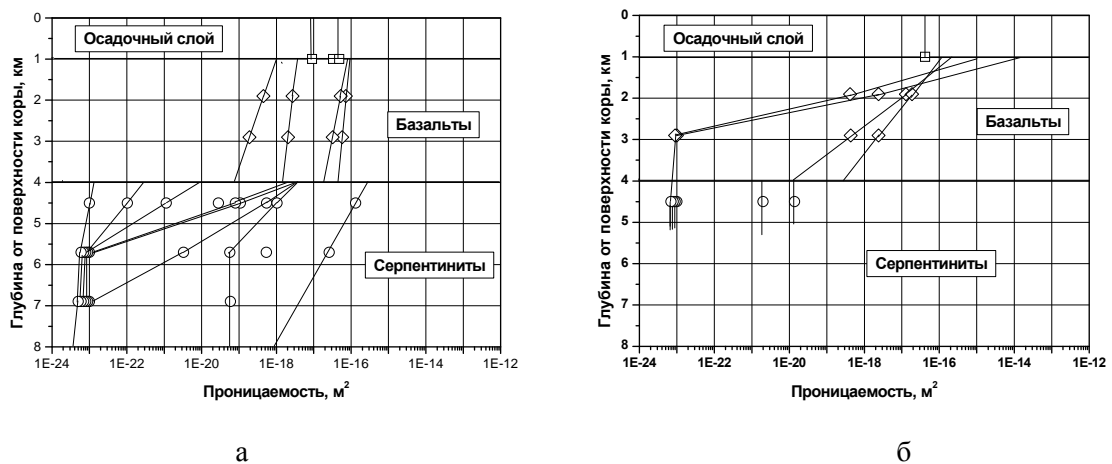


Рис. 1. Тренды проницаемости океанической коры. а – для градиента температур 30°С/км; б - для градиента температур 133°С/км.

Ширина интервала значений проницаемости базальтов может достигать 3.5 десятичных порядков. Проницаемость серпентинитов находится от  $10^{-23}$  до  $10^{-16}$  м<sup>2</sup> при давлении 80 МПа (глубина 4.5 км). Однако подавляющее число образцов каждого типа пород показывает закономерное уменьшение проницаемости с глубиной. Последнее позволило охарактеризовать и общую закономерность как уменьшение проницаемости пород океанской коры с глубиной. Зависимость  $k - H$  может быть аппроксимирована уравнением  $lgk = a + bHlnH$ . Для кривой  $k-H$  при низких тепловых потоках уравнение имеет вид

$$lgk = -16.38 - 0.461HlnH \quad (4)$$

и

$$lgk = -18.49 - 0.796HlnH \quad (5)$$

при более высоких тепловых потоках.

### Осуждение результатов

Из-за большой технической сложности экспериментальные работы по определению проницаемости при высоких температурах и давлениях немногочисленны. Однако проницаемость океанических базальтов в лабораторных условиях исследовалась как при нормальных условиях, так и при повышенных давлениях [Anderson et al., 1985, Christensen and Romananantoandro, 1988, Elder 1965, Karato, 1983]. Полученные величины согласуются с приведенными в настоящей работе и находятся в пределах  $10^{-22} - 10^{-18}$  м<sup>2</sup>. В [Anderson et al., 1985] также предлагается тренд проницаемости для верхнего базальтового слоя океанической коры, который также показывает уменьшение проницаемости с глубиной.

Однако значения проницаемости, полученные в лабораторных условиях, гораздо ниже значений  $10^{-14} - 10^{-15}$  м<sup>2</sup>, определенных в скважине 504В в результате опытно-фильтрационных работ [Anderson et al., 1985] на первых сотнях метров базальтового слоя; минимальные значения  $1.4 \cdot 10^{-17}$  м<sup>2</sup> зафиксированы на глубине 749 м.

Приведенные выше результаты получены для базальтов. Однако в случае серпентинитов необходимо учитывать, что по данным геофизиков при давлениях около 200 МПа, что соответствует основанию коры при ее мощности в 7-11 км [Николаевский, 2006], эти породы становятся пластическими и вследствие этого теряют проницаемость. Эти результаты подтверждаются нашими экспериментальными данными о проницаемости серпентинитов Баженовского гипербазитового массива при давлениях до 200 МПа и температурах до 600 °С. Установлено, что при  $T-P$  основания океанической коры серпентиниты могут быть практически непроницаемыми ( $k \leq 1 \times 10^{-23}$  м<sup>2</sup>).

В работе [Brace, 1980] было показано, что проницаемость базальтов, измеренная в лаборатории, на три порядка ниже, измеренной *in situ*. Вместе с тем экспериментальные определения проницаемости при повышенных давлениях, моделирующие глубинные условия залегания океанических базальтов, выполненные [Anderson et al., 1985], продемонстрировали хорошую сходимость лабораторных результатов с эмпирическим уравнением, связывающим проницаемость и глубину:  $k(Z) = 0.11 e^{(Z/50)} 10^{-12}$  м<sup>2</sup>, где  $k$  – проницаемость, а  $z$  – глубина. Это означает, что с увеличением давления и температуры, т.е. с глубиной, воздействие масштабного фактора уменьшается: постепенно исчезает различие между результатами полевых и лабораторных определений проницаемости. Выявленная закономерность служит доказательством того, что в верхних частях океанической коры течение гидротермальных растворов фактически контролируется трещинами и разломами, а на глубине носит преимущественно рассредоточенный, поровый характер. К аналогичному выводу приводит сопоставление результатов определения проницаемости в лаборатории при высоких  $PT$  и по данным опытно-фильтрационных работ в сверхглубоких скважинах СГ-3 (Россия) и КТБ (Германия) [Zharikov et al., 2003]. Таким образом, использование данных, полученных на образцах размером 1-10 см вероятно допустимо для оценки проницаемости второго и третьего слоев океанской коры.

**Заключение**

1. Предлагается тренд проницаемости трехслойной океанской коры, впервые построенный на базе экспериментальных исследований образцов осадочных пород, базальтов и серпентинитов при высоких температурах и давлениях, соответствующих условиям края рифтовой долины и склона САХ. В обоих случаях проницаемость уменьшается. Зависимости могут быть аппроксимированы соотношениями:  $lgk = -16.3 - 0.461HlnH$  для температурного градиента 30 °С/км и  $lgk = -18.49 - 0.796HlnH$  для температурного градиента 133 °С/км.
2. Наши экспериментальные данные подтверждают оценки геофизиков о крайне низкой проницаемости серпентинитов у основания океанской коры.

*Работа выполнена при поддержке проектов ОНЗ РАН №8 и РФФИ 08-05-00855*

**Литература**

- Аксюк А. М., В. М. Витовтова, А. А. Пустовой, Г. С. Харин, В. М. Шмонов (1992), Проницаемость океанических базальтов и вопросы формирования гидротерм в рифтовой зоне Атлантики, *Океанология*, (3), 1115-1122.
- Аксюк А. М., В. М. Витовтова, В. М. Шмонов (1991), Проницаемость серпентинитов и серпентинизированных гарцбургитов при высоких температурах и давлениях, *Очерки физико-химической петрологии*, Наука, Москва, Вып. 17, 119-141.
- Витовтова В. М., В. М. Шмонов (1982), Проницаемость горных пород при давлениях до 2000 кг/см<sup>2</sup> и температурах до 600°С, *ДАН СССР*, 266, №5, 1244-1248.
- Рона П. (1986), *Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане*, Мир, Москва.
- Николаевский В. Н. (2006), Трещиноватость земной коры как ее генетический признак, *Геология и геофизика*, 47, №5, 646-656.
- Ривкин С. Л., А. А. Александров (1975), *Термодинамические свойства воды и водяного пара*, Энергия, Москва.
- Сорохтин О. Г. (1985), Модель образования океанических рифтовых зон, *Подводные геологические исследования в обитаемых аппаратах*, Наука, Москва, С.206-209.
- Чепмен Р. Е. (1983), *Геология и вода. Введение в механику флюидов для геологов*, Недра, Ленинград.
- Шмонов В. М., В. М. Витовтова, А. В. Жариков (2002), *Флюидная проницаемость пород земной коры*, Научный Мир, Москва.
- Anderson R. N., M. D. Zoback, S. N. Hickman, R. L. Newmark (1985), Permeability versus depth in the upper oceanic crust: in situ measurements in the DSDP hole 504 B, Eastern equatorial Pacific, *J.Geophys.Res.*, 90, 3659-3669.
- Brace W. F. (1980), Permeability of crystalline and argillaceous rock, *Int.J.Rock Mech.Min.Sci.*, 17, 241-251.
- Christensen N. I., R. Romananantoandro (1988), Permeability of the oceanic crust based on experimental studies of basalt permeability at elevated pressure, *Tectonophysics*, 149, N 1-2, 181-186.
- Elder J. W. (1965), Physical processes in the geothermal areas, *Terrestrial heat flow*, Wash, 211-239.
- Dipple G. M., J. M. Ferry (1992), Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones, *Contrib. Mineral. Petrol.*, No.112, 149-164.
- Ingebritsen S. E., C. E. Manning (1999), Geological implications of permeability-depth curve for the continental crust, *Geology*, 27, 1107-1110.
- Karato S. (1983), Physical properties of basalts from deep sea drilling project, hole 504 B, Costa Rica rift, *Init. Rep. DSDP*, 69, 687-695.
- Manning C. E., S. E. Ingebritsen (1999), Permeability of the continental crust: implications of geothermal data and metamorphic systems, *Rev. Geophysics*, 37, 127-150.
- Rojstaczer S. A., S. E. Ingebritsen, D. O. Hayba (2008), Permeability of continental crust influenced by internal and external forcing, *Geofluids*, 8, 128-139.
- Saar M. O., M. Manga (2004), Depth dependence of permeability in the Oregon Cascades inferred from hydrogeologic, thermal, seismic, and magmatic modeling constraints, *Journal of Geoph. Res.*, 109, B04204, doi: 10.1029/2003JB002855

ВИТОВТОВА И ДР.: ФЛЮИДНАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ ОКЕАНСКОЙ КОРЫ

Shmonov V. M., V. M. Vitovtova, A. V. Zharikov, A. A. Grafchikov (2003), Permeability of the continental crust: implications of experimental data, *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79, 697-699.

Zharikov A. V., V. M. Vitovtova, V. M. Shmonov, A. A. Grafchikov (2003), Permeability of the rocks from the Kola superdeep borehole at high temperature and pressure: implication to fluid dynamics in the continental crust, *Tectonophysics*, 370, 177-191.

В. М. ВИТОВТОВА, Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка,  
тел.: +7 496 258-49, факс: +7 496 524 96 87, e-mail: [vitovt@iem.ac.ru](mailto:vitovt@iem.ac.ru)