

УДК 552.31

## О ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ ФОРМИРОВАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2003 г. В. Н. Шарапов, А. Н. Черепанов, В. Н. Попов

Представлено академиком В.В. Ревердатто 30.04.2002 г.

Поступило 13.05.2002 г.

Динамические параметры эффузивного траппового магматизма Сибирской платформы (СП) не исследованы даже качественно, поскольку до сих пор не ясны соотношения масштабов трещинных излияний и проявлений вулканизма центрального типа, а также области питания трещинных излияний при колоссальных общих мощностях эффузивных разрезов Тунгусской синеклизы. Как следует из данных изучения отдельных вулканических разрезов на территории СП, имеются проявления практически всех известных типов извержений наземных вулканов [1, 2 и др.]. Особенностью трапповой формации является не только большая мощность эффузивов (от порядка 3 км на северо-западе СП до 1.5 км в пределах Тунгусской синеклизы), но и широкое проявление покровов с толщиной порядка 30–40 м. В локальных разрезах эффузивных свит они составляют до 20%, а наиболее обычная толщина покровов менее 10–15 м [1]. Последние примерно в два раза больше толщины лавовых потоков “исторических” извержений вулкана Килауэа (о. Гавайи), но не аномальны, если учесть таковые флуд-базальтов Британской Колумбии [1, 3–8]. Отметим, что достоверных данных об изменении мощности покровов траппов СП по пространственным координатам, как и реальной протяженности отдельных из них, нет. Прослеженная протяженность покровов флуд-базальтов – не менее нескольких десятков километров при толщине более 30–40 м, лавовые “реки” извержений вулканов о. Гавайи, при обычной протяженности 5–15 км, в отдельных случаях протягиваются более чем на 40 км [3–8]. Такие случаи отвечают более высоким гидравлическим уклонам в сравнении с

ординарными топографическими характеристиками лавовых плато.

В известных публикациях физиков и вулканологов развиваются физические модели формирования лавовых “рек” при прорыве краев кратеров (гавайский тип канальных потоков) [3–8], а также плащеобразных покровов флуд-базальтов [6 и др.]. В этих вариантах растекания лав исследователи основное внимание обращают на особенности развития той или иной структуры в потоках при охлаждении, оценке “тепловых бюджетов” в головной и на верхней границе потоков или появлению колонной структуры столбчатой отдельности в потоках после затвердевания расплава [4 и др.]. Для сибирских траппов, кроме указанных аспектов динамики трещинных извержений, актуальна проблема оценки гидродинамических параметров, которые позволяют понять природу больших протяженностей и мощности покровов при весьма малых углах наклона поверхности растекания лав [1, 9].

В качестве первого шага в построении неизотермической нестационарной как модели трещинных, так и излияний из локальных центров, в которой учитываются топографические характеристики и состав лав, нами рассматривается гидравлическое приближение, которое использовалось для описания динамики течений при прорыве плотин [10]. Оно позволяет получить оценки максимальных протяженностей базальтовых потоков и найти первое приближение в описании пространственного изменения толщины покровов по мере развития процесса излияния и профиля поверхности растекания жидкости для канатных лав [8]. Поясним его суть на примерах прорыва стенок шлаковых конусов при некоторых извержениях восточной рифтовой зоны вулкана Килауэа (о. Гавайи) [7, 8]. Пусть имеется лавовое озеро, располагающееся над трещинным магмапроводником. Примем, что в некоторый момент времени происходит прорыв стенки кратера и лавовая “река” устремляется вниз по склону и затем растекается у подножья вулканической постройки на лавовом плато. Выберем систему декартовых координат  $(x, z)$  с осью  $z$ , лежащей в плоско-

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Новосибирск  
Институт теоретической и прикладной механики  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Новосибирск*

сти магмапроводника и направленной вверх от поверхности плато. Направление оси  $x$  совпадает с направлением движения потока лавы от магмапроводника вниз по склону конуса и далее по склону плато.

Рассматриваются два нестационарных случая: 1) объем излившейся лавы определяется только параметрами прорыва и уровнем стояния над его нижней кромкой лавы в озере, 2) после прорыва происходит подпитка озера из магмапроводника, которая обеспечивает некоторый уровень стояния лавы над нижней кромкой прорыва стенок кратера.

Изотермическое приближение при описании нестационарного потока несжимаемой жидкости при  $\operatorname{tg} \alpha \ll 1$  ( $\alpha$  – угол наклона плоскости течения) позволяет в простейшем варианте рассматривать осредненные по сечению потока уравнения неразрывности и движения в виде [11]

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(vh)}{\partial x} = 0; \quad (1)$$

$$\frac{\partial(vh)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{gh^2}{2} + hv^2 \right) = -gh(z'_0(x) + F_{\text{тр}}), \quad (2)$$

где  $g$  – ускорение силы тяжести;  $v$  – скорость потока;  $h = z(x, t) - z_0(x)$  – глубина потока;  $z(x, t)$  и  $z_0(x)$  – ординаты его свободной поверхности и дна потока;  $\alpha$  – угол уклона поверхности дна; штрих означает производную по  $x$ ;  $F_{\text{тр}}$  – сила трения жидкости о поверхности “канала”, определяемая выражением

$$F_{\text{тр}} = h^2 v (K/b_0)^{-2} |v|, \quad (3)$$

где  $K$  – модуль расхода,  $b$  – ширина потока.

Ордината дна потока  $z_0(x)$  определяется соотношениями

$$z_0(x) = \begin{cases} H_0, & 0 \leq x < L_1, \\ H_0 - (x - L_1) \operatorname{tg} \alpha, & L_1 + L_2, \\ 0, & x > L_2, \end{cases} \quad (4)$$

где  $H_0$  – высота дна лавового озера в вулканическом конусе над уровнем моря,  $L_1$  – его полуширина,  $L_2 = H_0/\sin \alpha$  – протяженность склона (при  $\operatorname{tg} \alpha \ll 1$   $L_2 \approx L_1$ , где  $L_0$  – полуширина основания вулканического конуса). Когда решается задача с подпитыванием потока из магмапроводника, то учитывается скорость истечения из проводника с полушириной  $x_0$ .

Для получения оценок максимальных параметров растекания лавы система уравнений (1), (2) с учетом выражений (3), (4) решалась численно при краевых условиях:  $v(0, t) = 0$ ;  $h(x, 0) = h_0$ ;  $0 \leq x \leq L_1$ . Согласно модели формирования флуд-базальтов [6] подвижная граница считалась слабым разры-

вом, начальная скорость которой  $+\sqrt{gh_0}$ . При численных экспериментах существенной является величина  $K = bhC\sqrt{h}$ . Определение величины  $C$  в гидродинамических расчетах достаточно сложно. Большинство известных эмпирических формул приводит к неудовлетворительным результатам при использовании для условий, отличающихся от опытных. Наиболее универсальной, отвечающей требованиям теории подобия и имеющей соответствующее теоретическое обоснование, является обобщенная зависимость [12]

$$C = 20 \operatorname{lg} \frac{h}{\varepsilon + 0.385v/\sqrt{ghi}}, \quad (5)$$

где  $v = \mu/\rho$  – кинематическая вязкость лавы, коэффициент шероховатости  $\varepsilon = 0.143k$ ,  $k$  – высота неровностей на поверхности склона вулкана и местности, где он функционирует и течет лава;  $i = \operatorname{tg} \alpha$  – уклон лавового плато.

Для русел, имеющих значительную шероховатость, при  $\varepsilon\sqrt{ghi} \geq 0.385v$  (что соответствует условиям рассматриваемой задачи) формула (5) принимает вид

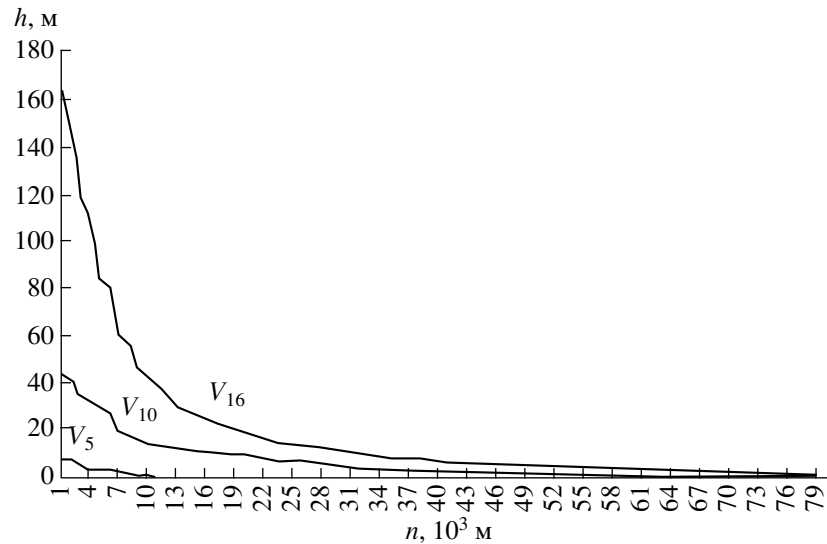
$$C = \operatorname{lg}(h/\varepsilon). \quad (6)$$

Поэтому, отнеся коэффициент  $K$  к величине  $b$ , получим

$$K/b = 2h^{3/2} \operatorname{lg}(h/\varepsilon). \quad (7)$$

Для лавовых плато Сибирской платформы, Декана или Британской Колумбии [1, 6, 8, 9] характерны значения  $\varepsilon$ , которые могут варьировать в относительно широких пределах в зависимости от толщины потока текущей лавы. Для эффузивных траппов Сибирской платформы, с учетом данных [1], они могут составлять порядка  $n \cdot 0.01$ . Отсюда модули расхода для таких трещинных излияний могут варьировать, по крайней мере, в пределах порядка 26–2000.

При формировании покровов флуд-базальтов указанные условия (согласно модели [6]) должны быть дополнены расходом лавы из питающего магмапроводника. Тогда толщина и протяженность потока определяются временем “работы” магмапроводника и гидравлическим сопротивлением течению в рассматриваемой системе вулкан-лавовое плато. В реальных условиях современных извержений базальтовых вулканов отмеченные случаи сочетаются в форме сопряженных этапов работы вулканического аппарата [7, 8]. Предложенная модель позволяет найти максимально возможные размеры как лавовых “рек”, так и покровов флуд-базальтов для данного набора ландшафтных и динамических характеристик вулканического процесса, –  $h, t, v, \alpha, L_1$  (размеры вулканического конуса),  $L_2$  (протяженность склона вулканической постройки),  $L_3$  (размеры лавового



**Рис. 1.** Зависимость мощности лавовых потоков ( $h$  – толщина потока по его длине) и максимальной их протяженности ( $n \cdot 10^3$  м) от начальных и граничных условий трещинных излияний:

$V_5 - h_0 = 50$  м,  $C = 100$  м<sup>1/2</sup>/с,  $L_1 = 100$  м,  $L_2 = 10\,000$  м,  $L_3 = 20\,000$  м,  $\alpha = 3^\circ$ ,  $v = 1$  м/с,  $x_0 = 5$  м;  $V_{10} - h_0 = 50$  м,  $C = 1000$  м<sup>1/2</sup>/с,  $L_1 = 100$  м,  $L_2 = 10\,000$  м,  $L_3 = 100\,000$  м,  $\alpha = 0.5^\circ$ ,  $v = 1.5$  м/с,  $x_0 = 50$  м;  $V_{16} - h_0 = 50$  м,  $C = 1000$  м<sup>1/2</sup>/с,  $L_1 = 100$  м,  $L_2 = 10\,000$  м,  $L_3 = 100\,000$  м,  $\alpha = 0.5^\circ$ ,  $v = 4$  м/с,  $x_0 = 50$  м.

плато), поскольку в ней учитывается исчерпание гидравлического напора, определяемое только сопротивлением при движении “идеальной” жидкости.

Для рассматриваемой задачи существенным моментом является правдоподобность получаемых оценок максимальных протяженностей трапповых покровов от питающей трещины, в которых задание величины  $C$  (коэффициент Шези), как уже говорилось ранее, является решающим. Теоретические ее значения отмечены выше. Однако в реальных случаях есть два существенных фактора, которые невозможно учесть в использованной теории расчета коэффициента Шези, например для лавовых “рек” – местные сопротивления при поперечном и продольном локальном изгибании русла потока, а также его торможении, связанным с формированием на фронте движения лавы каменной “подсыпки”, которая вызывает даже временную остановку ее течения [7]. Решение “обратной задачи” для всего спектра реализаций потоков в эпизодах извержений вулкана Пуу-Оо [7] показывает, что эффективный коэффициент Шези оказывается порядка 1–10 для установленных для них динамических параметров [7]. Несложно видеть, что вариант лавовой “реки” является полезным, но не решающим аргументом при выборе динамических параметров для получения максимальных оценок растекания флуд-базальтов, в которых мощность трапповых покровов может быть на порядок больше реализованных в данных извержениях

вулкана Килауэа. Поэтому для флуд-базальтов поправка коэффициента Шези на местные локальные сопротивления существенно минимизируется, – в расчетах мы принимали величину  $C$  в интервале 25–1000 м<sup>1/2</sup>/с.

Результаты численного моделирования гидродинамических параметров формирования мощных лавовых потоков, описанных для СП [1, 9 и др.], приведены на рис. 1 и в табл. 1. Из полученных данных следует несколько важных геодинамических и петрогенетических следствий. Наблюдаемые в Тунгусской синеклизе лавовые плато в отношении развития мощности потоков 10–40 м на протяжении десятков километров возможно объяснить, если допустить, что: 1) питающими при формировании лавовых плато мощные покровы Сибирских траппов являются не мелкие дайки, а трещины шириной в десятки метров и протяженностью в десятки, если не сотни, километров, 2) скорости истечения лав из таких магмапроводников порядка 1–5 м/с ординарны, а не экстремальны, как в трещинных извержениях “гавайского типа”. Для описания структуры потоков и изменения их морфологических характеристик необходимо построение более адекватной нестационарной неизотермической модели для развития разных структурно-динамических типов лав [3–8]. Предлагаемое приближение может быть полезным при анализе динамики трещинных базальтовых извержений в двух отношениях: а) оно позволяет достаточно детально учесть влияние топографии на масштабы растекания в весь

**Таблица 1.** Параметры потоков лав, питающихся из трещин на лавовом плато типа фундамента Тунгусской синеклизы

Варианты	$1/2d$ , м	$\Delta h$ , м	$\alpha^\circ$	$1/2x_0$ , м	$v_0$ , м/с	$K_p$	$r_{\max}$ , м	$H + L_1$ , м	$l_{\max}$ , м	$r-l_{\max}$ , м
1	100	50	3	5	0.05	100	2	10000	6000	1
2					0.5	25	2.5		3000	
3					1	25	1.5		7000	
4					1	100	11		8000	
5					10	1000	18		75000	
6					50	1	42		80000	
7				1	1					
8				0.5	1					
9					1.5					
10					2.5		60			
11					4		165			
12					5		170			

Примечание.  $d$  – диаметр кратерного озера;  $\Delta h$  – глубина лавового озера;  $\alpha^\circ$  – угол наклона лавового плато;  $x_0$  – ширина магмапроводника;  $v_0$  – скорость лавы на выходе из трещины;  $K_p$  – модуль расхода лавы;  $r_{\max}$  – максимальная толщина потока лавы;  $L_1$  – полуширина кратерного озера,  $H + L_1$  – расстояние центр шлакового конуса + лавовое плато;  $l_{\max}$  – максимальная длина потока лавы;  $r-l_{\max}$  – толщина лавы на конце потока.

ма широком диапазоне расходов жидкости без влияния условий охлаждения потока лавы (см. выше); б) при дополнении его соответствующими уравнениями теплопереноса и граничными условиями оно трансформируется в задачу описания динамики затвердевания потока лавы для заданной диаграммы состояния.

**З а к л ю ч е н и е.** 1) Формирование мощных протяженных лавовых покровов при весьма слабой расчлененности рельефа и малых гидравлических напорах может быть обеспечено специфическими геодинамическими условиями, при которых относительно кратковременные растяжения литосферы [2] обеспечивали появление весьма протяженных (порядка сотни километров) магмапроводников с шириной больше “гавайских” [8] не менее чем на порядок; 2) наиболее мощные потоки развиваются в таких случаях вблизи питающих каналов, когда при показанных выше расходах толщина покровов может быть соизмеримой с наблюдаемой в разрезах пермо-триасовых эффузивов СП [1, 2]; 3) сомнительно, чтобы протяженность мощных лавовых покровов (толщина более 10–15 м) может быть больше 70–80 км при углах наклона  $0.5^\circ$ – $1^\circ$ , поскольку гидравлические условия растекания флуд-базальтов [6] для палеорельефа СП [1] существенно более жесткие, чем учтенные в нашей модели параметры растекания “идеальной” жидкости.

Авторы признательны за дискуссии и критику при обсуждении проблемы Ю.Р. Васильеву и В.В. Рябову.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 00–05–65200).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Старосельцев В.С. Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений. М.: Недра. 1989. 255 с.
2. Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия / Под ред. Г.В. Полякова. Новосибирск: Наука. 1991. 213 с.
3. Keszthelyi L. // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B10. P. 20411–20420.
4. Lore J., Aydin A., Goodson K. // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. № B4. P. 6447–6459.
5. Grips J., Baloga S. // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. № B6. P. 11819–11931.
6. Self S., Thordarson T., Keszthelyi L. In: Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Volcanism. Geophys Monogr. Ser. № 100. Wash. (D. C.): AGU, 1997. P. 381–410.
7. The Puu Oo Eruption of Kilauea Volcano, Hawaii / E. W. Wolff Ed. // U.S. Geol. Prof. Pap. 1988. V. 1463. 251 p.
8. Volcanism in Hawaii. V. 2 / R.W. Decker, T.L. Wright, P.H. Stauffer Eds. // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1987. V. 1350. P. 919–1602.
9. Васильев Ю.Р. // ДАН. 1999. Т. 367. № 3. С. 380–384.
10. Васильев О.Ф., Гладышев М.Т. // Изв. АН СССР. МЖГ. 1966. № 6. С. 10–15.
11. Алаькин Г.В., Годунов С.К., Киреева И.Л. и др. Решение одномерных задач газовой динамики в подвижных сетках. М.: Наука, 1970. 112 с.
12. Альтишуль А.Д. Гидравлические потери для течения в трубах. М.; Л.: Госэнергоиздат, 1963. 256 с.