

15. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121-150.
16. Цань Сюэ-сень. Физическая механика. М.: Мир, 1965. 544 с.
17. Daly M.C. Correlation between Nazka-Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador // Tectonics. 1989. 8. N 4. P. 769-790.
18. Geist E.L., Childs J.R., Scholl D.W. The origin of basins of the Aleutian ridge: implications for block rotation of an arc massif // Tectonics. 1988. 7. N 2. P. 327-341.
19. ISC: International Seismological Centre. On-Line Bulletin. <http://www.isc.as.uk/>.
20. Mogi K. Migration of seismic activity // Bull. of the Earthquake Res. Inst.. 1968. V. 46. P. 53-74.
21. Mogi K. Some features of recent seismic activity in and near Japan. Activity before and after great earthquakes // Bull. of the Earthquake Res. Inst. 1969 V. 47. P. 395-417.
22. NEIC: Earthquake Search Results. U. S. Geological Survey. Earthquake Data Base. http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/recenteqsww/Quakes_all.php.
23. Plafker G., Savage J.C. Mechanism of the Chilean earthquake of May 21-22, 1960 // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. 81. N 4. P. 1001-1030.
24. Vikulin A.V. Earth rotation, elasticity and geodynamics: earthquake wave rotary model // Earthquake source asymmetry, structural media and rotation effects / Eds. R. Teisseyre, M. Takeo, E. Majewski. Berlin Heidelberg New York: Springer, 2006. 582 p. // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Труды научной конференции с участием иностранных ученых. 10-13 окт. 2005. Новосибирск: ИГД СО РАН, 2006. С. 427-437.
25. Vikulin A.V., Krolevets A.N. Seismotectonic processes and the Chandler oscillation // Acta Geoph. Polonica. 2002. V. 50. No 3. P. 395-411.

УДК 551.21

ОСНОВЫ МЕХАНИКИ ИЗВЕРЖЕНИЙ

В.А. Дрознин

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: dva@kscnet.ru

Извержения вулканов с их колоссальной энергетикой выноса вещества и раскаленными потоками лавы послужили толчком для развития представлений о внутреннем строении планеты, но именно это спонтанное высвобождение энергии оказались тормозом в понимании механизма извержений. Для объяснения обеспечения вулкана энергией привлекались все осваиваемые человечеством способы от горения нефти и серы, до ионизированных потоков водорода и естественных ядерных реакторов. Сейчас, с развитием теории плитовой тектони-

ки, поиски особых видов энергии прекратились, но еще сохранились идеи и представления о плюмах и долгоживущих горячих точках. В большинстве, исследователи не представляют процесс извержения без предварительного повышения давления в питающей вулкан магматической системе. В явном виде это избыточное давление присутствует в взрывном механизме извержений [11], подразумевается в промежуточном очаге в моделях образования и течения псевдожидкостных потоков [1,7]. В петрологических моделях избыточное давление в промежуточном магматическом очаге напрямую создается внедрением в очаг высокотемпературного расплава, обеспечивающего плавление пород в очаге и, как следствие, увеличение их объема. В кругу таких представлений скважинная модель вулканического процесса [4], как не требующая предварительного повышения давления, до сих пор кажется простоватой и не воспринята. По существу основу скважинной модели заложил С.А. Федотов [9], когда в качестве основной движущей силы вулканического процесса обосновал наличие на подкоровых глубинах разницы давлений: литостатического, создаваемого толщей вмещающих пород, и гидростатического давления, создаваемого расплавом, заполняющим канал вулкана. В практике эксплуатации скважин движение за счет разности плотностей, обусловленных зависимостью плотности от температуры, называется термолифтом. Не смотря на логичность обоснования наличия такой движущей силы, вулканологическая общность не спешит пользоваться этим механизмом. Сомнения вызывает его физическая возможность. Оказалось, что не смотря на то, что на всех схемах строения вулкана рисуются очаги и каналы, представления о них в большей степени виртуальны, чем вещественны. В течение многих лет С.А. Федотову пришлось доказывать, что размеры питающих каналов могут совпадать с размерами широко распространенных вулканических форм типа даек, экструзий и некков. Заметим, что эти формы не могли быть априори взяты в качестве магмопроводов, т.к. они определены, как пример одноактного магматизма; до сих пор не сформулирован принцип, по которому можно отличить (застывший) магмопроводящий канал от однажды заполненной геометрической формы. Еще более виртуальны представления об очаге - это резервуар заполненный магмой, имеющей температуру выше ликвидуса, если изучаются деформационные процессы, или температуру в области солидус – ликвидус, если надо объяснить процессы дифференциации вещества. Представления о коллекторских свойствах области магматического питания не развиты и подразумеваются только в модели фильтр – прессинга. Очевидно, что предположение о том, что значение литостатического давления вмещающих пород непосредственно входит в значение движущего напора, не совпадает с физическими представлениями о формировании пластового давления в продуктивных скважинах, которое всегда меньше литостатического, а для не самоизливающихся скважин меньше гидростатического. Тем не менее сам факт существования вулканов центрального типа, в течение многих тысяч лет транспортирующих магму с глубины на дневную поверхность с практически постоянным или слабо

меняющимся во времени (средним) расходом, и разумность получаемых геометрических размеров при предполагаемых значениях движущего напора могут рассматриваться как доказательство реальности такой модели механики транспорта.

В работе [9] С.А. Федотов (стр. 83, ст. 5, 1976) пишет. «Гидростатические силы могут действовать на всех глубинах и, по всей вероятности, являются ведущими в астеносфере. В земной коре, особенно в ее верхних частях, к ним добавляются мощные силы, связанные с вскипанием магм при выделении летучих». Эту формулировку можно рассматривать как прямое указание на рассмотрение механики процесса транспорта вещества в вулканическом аппарате как процесса транспорта в условиях газлифта (рис. 1). Замещение части расплава в канале вулкана газом, не только увеличивает значение движущего напора за счет уменьшения гидростатического давления, но существенно изменяет динамику течения, позволяя, как показано в [4] не только объяснить природу различных типов извержений, но и периодичности извержений.

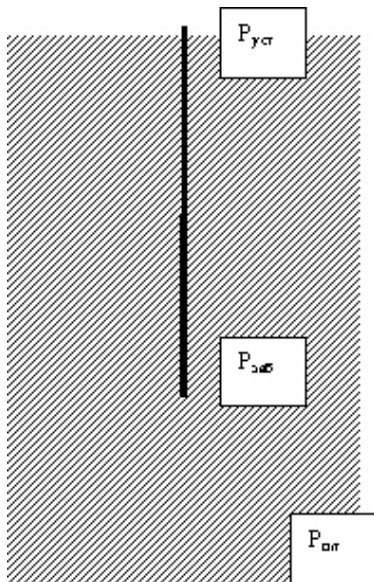


Рис. 1 Схема распределения давления. $P_{пл}$ – литостатическое давление. $P_{уст}$ – давление на выходе; равно атмосферному, если скорость истечения меньше критической. За счет термогазлифта в зоне питания создается разрежение $P_{пл} - P_{газ}$. Значение $P_{газ}$ устанавливается самопроизвольно в зависимости от геометрических характеристик канала, проводящих свойств области питания.

1. Особенности транспорта магматических расплавов.

В аспекте механики вулканический процесс - это процесс движения глубинного вещества – магмы к дневной поверхности. По механическим свойствам магма отличается от обычных жидкостей газонасыщенностью и существенной зависимостью вязкости от температуры. Эти отличия выражаются в двух процессах, которые мы наблюдаем при извержении вулканов:

- магма (лава) всегда движется в оболочке, которую сама и создает;
- процесс движения осложняется сепарацией газа.

По существу движение магмы – это движение с переменной массой. Такое определение указывает на основное отличие движения магм от течения обычных жидкостей: при движении магм не выполняется условие неразрывности потока. Примеры оболочек мы ви-

дим повсеместно. В классической схеме Б.И. Пийпа [6]-движения лавового потока - оболочка представлена в виде бортовых валов, кровли и подошвы потока. Естественно подошва потока и бортовые валы остаются на месте, а транспорт вещества продолжается. При течении жидких лав, они могут вытечь из образованного канала полностью; остаются лишь лавовые трубы или кровля потока ложиться на подошву, а могут застыть в виде пиллоу лав. По существу саму постройку вулкана можно рассматривать как оболочку канала.

Очевиден процесс сепарации газа на поверхности, когда газ диффундирует через поверхность лавового потока, выходит из него через пульсирующие трещины или с образованием пузырей, фонтанов и эруптивных колонн.

Процесс приповерхностной сепарации особенно ярко проявляется при побочных извержениях, где мы наблюдаем спектр форм разгрузки от чисто взрывных воронок, эксплозивных кратеров до лавовых истоков.

Процесс сепарации газа в большей степени, чем реологические свойства магмы определяет механизм извержения.

2. Условие окончания извержения.

На упрощенной модели газлифта покажем причину прекращения извержения, обусловленную гидродинамическими особенностями этого вида транспорта. Возьмем пробирку заполненную водой, опустим в нее трубку и подуем (рис. 2). Очевидно, что часть жидкости

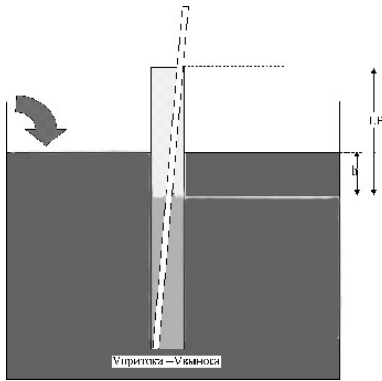


Рис. 2. Схема транспорта при газлифте.

перельется через край пробирки, т.к. будет вытеснена газом. Если прекратить подачу газа, то жидкость осядет. Протяженность свободного пространства L_p характеризует подъемную силу газлифта или то разрежение, которое он создает. Таким устройством можно произвести откачку жидкости из сосуда. Если в сосуд поступает вода, то стационарный режим откачки установится, при условии равенства скоростей на входе в устройство. Если скорость подачи жидкости меньше скорости откачки, то уровень в сосуде будет пони-

жаться и установится в соответствии со значением разрежения, свойственному выбранному устройству. Очевидно, что если раньше, откачка была плавной, то теперь расход станет пульсирующим. Газ то будет подхватывать воду, то будет выходить свободно. В этой модели газ подается принудительно отдельно от жидкости. В случаи природного газлифта газ поступает снизу вместе с жидкостью. Очевидно, что при недостаточной подаче газ начнет покидать жидкость и произойдет ее осаждение. Таким образом условием прекращения извержения, является меньшая скорость подачи в канал, чем та скорость, с которой обеспечивается откачка. По данным [5] средняя продуктивность четвертичных стратовулканов Камчатки 0.1 т/с. В то время как интенсивность выноса материала например для вулкана Безымянный за

первый год после извержения 1955 г. составляла 18 т/с, за 5 лет (по данным П.И. Токарева) 2.3 т/с; за 47 лет 1.0 т/с; при извержении Первого конуса БТТИ интенсивность выноса составляла 80т/с (при средней для Толбачинского дола 1.25 т/с); для вулкана Ключевской (по сводке из [10]) интенсивность выноса при извержениях за период 1932-1994 г. составляла в среднем 30 т/с, при средней продуктивности вулкана в это время 2.1 т/с. Извержение вулкана Сен-Хелленс длилось 8 часов, интенсивность выноса ювенильного материала составляла 900т/с.

Очевидно, что интенсивность выноса материала, превышающая среднюю продуктивность более чем на два порядка, может быть обеспечена только при условии, что канал питающей системы имеет меньший размер, чем канал, через который происходит разгрузка.

Важной фазой процесса извержения является осаждение материала в канале вулкана после фазы собственно извержения и сепарация газа к поверхности. Соответственно оставшийся в канале, частично дегазированный материал поступит на поверхность перед следующим извержением. Характер продуцирования этого дегазированного материала существенно отличается по динамике от собственно извержения и тоже может рассматриваться как самостоятельная фаза. Например, при извержении вулкана Безымянный 9.05.2006 (рис. 3) фаза

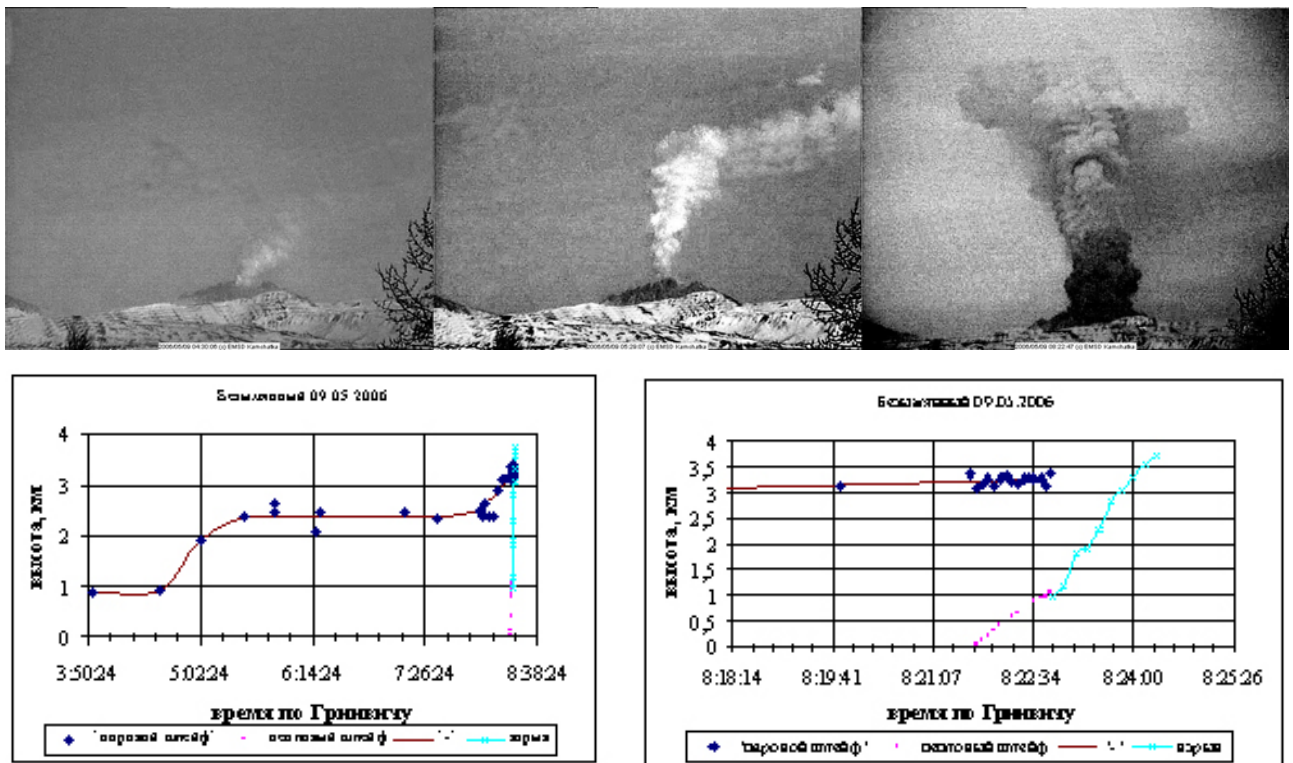


Рис. 3. Извержение вулкана Безымянный 9.05.2006. Начальная стадия активизации характеризуется характерными кадрами состояния (а) и изменением высоты парогазовых шлейфов (b). В 04:30:06 наблюдается фоновая активность (форма шлейфа неустойчива во времени); затем высота шлейфа начала увеличиваться, шлейф приобретает форму расширяющейся кверху струи; к 5:30:00 высота шлейфа достигает 2,4 км. Такая высота поддерживается до 07:35:00. Затем высота парового шлейфа вновь начинает увеличиваться, одновременно над постройкой вулкана начинает формироваться пепловый шлейф. Его формирование идет параллельно с паровым шлейфом; проекция источника формирования смещена к югу. На рисунке (справа) показаны ситуация на 08:22:47, за 1 сек до момента взрыва, когда паровой шлейф достиг высоты 3 км, а пепловый 1 км над вулканом

выноса материала, оставшегося в канале и постройке от предыдущего извержения, выражена газовой продувкой (4 часа) и последующим взрывом. Фаза собственно извержения, в течение которой сформировалась эруптивная колонна, последовала через 12 минут после взрыва и сопровождалась вулканическим дрожанием; наиболее интенсивное истечение наблюдалось в течении 5 минут (рис. 4).

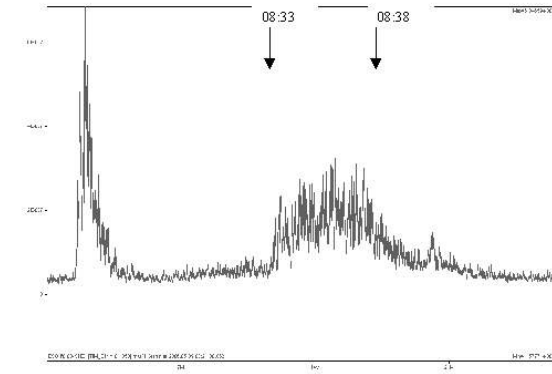


Рис. 4. Извержение вулкана Безымянный 9.05.2006. Огибающая сейсмического сигнала (сейсмостанция Эссо).

Характерно, что подобные фазы, условно называемые фазой декомпрессии и фазой собственно извержения, можно выделить и при катастрофическом извержении вулкана Безымянный 1956 г.

Последовательность смены фаз при извержении вулкана аналогична смене фаз в периодичности гейзеров. После извержения гейзера, происходит осаждение «депарированной» воды в канале, медленный подъем и заполнение канала, излив и собственно извержение. Фаза разлива – соответствует продуцированию «депарированной» воды и на гейзере происходит относительно спокойно. На вулкане в зависимости от типа его активности она может быть выражена как серия самостоятельных извержений. Например, на вулкане Карымский за собственно извержение, предлагается считать фазу активности, при которой продуцируется лавовый поток и сохраняется эксплозивная активность. Последующий интервал активности - это фаза продуцирования оставшегося материала или материала «зысыпки» и она выражена продувками и взрывами различной мощности.

В петрологическом аспекте отметим, что материал, частично дегазированный при извержении и оставшийся в канале, выноситься следующим извержением за счет газа более глубоких порций. Т.е. материал проходит как бы двойную обработку. Сначала отдает газ, вспенивая расплав и выталкивая его на дневную поверхность во время извержения. Затем сорбирует газ, выделяющийся из ниже расположенных порций, чтобы приобрести подвижность, в том числе и взрывную. Вполне логично полагать, что может быть и предельный случай, когда масса извержения не превышает массу дегазированного материала, т.е. в течении многих последовательных извержений на поверхность так и не поступит порция магмы, двигавшаяся спутно с газом. Термином спутно мы предлагаем характеризовать такое течение га-

зожидкостных потоков, когда газ (не смотря на разницу скоростей течения) движется вместе с той порцией жидкости, из которой он образовался.

Очевидно, что взрывы на вулканах имеют различную природу. Для жидких лав это разрушение газовых полостей при достижении ими поверхности; при частом следовании газовых полостей наблюдается практически непрерывное фонтанирование лавы. Для твердых, частично дегазированных при предыдущем извержении и зачастую сохраняющих способность к автоэксплозии материалов – это фрагментация пористого материала, содержащего газ под давлением (возможно в жидкой фазе), т.е. взрыв типа гидротермального. Для жидких лав – это фрагментация газонасыщенной жидкости при сбросе давления, т.е. типа известного под названием «взрыв парового котла». Взрывы двух последних типов предполагают наличие достаточных объемов пористого материала или газонасыщенного расплава. Создать такие объемы при контакте с водой не представляется физически возможным, поэтому использование терминов фреатический и фреато-магматический для характеристики процесса извержения представляется не органичным. Эти термины могли бы быть существенны, если питание вулкана осуществлять «сухой» магмой. В рамках модели термо-газлифта предполагается, что в канал вулкана поступает газонасыщенная магма. Соответственно фреатические взрывы рассматриваются как приповерхностные явления при встрече лавы с водой (льдом, снегом) и, как частный случай, как взрывы на лавовом потоке, перекрывшем погребенные скопления жидкости и льда.

3. Типы извержений и формы течения.

Впервые идея о сопоставимости типов извержений и форм течения газожидкостных потоков была опубликована в работе [3] При этом предполагалось, что при извержениях наблюдается весь спектр форм течений. В настоящее время в зарубежных и в отечественных работах такое разнообразие форм течений не поддерживается. Допускается наличие пузырькового и может быть снарядного режима, все остальные заменяются уровнем фрагментации, причем область фрагментации предполагается достаточно короткой [1]. В чем содержательная часть этого противоречия и насколько оно существенно? Воспользуемся приемом Грейтона [2], впервые указавшего на охлаждение расплава газом (адиабатический процесс) и представим распределение форм течения в канале вулкана для сопоставления их с фрактальностью продуцируемых пород и температурой на выходе. Окончание извержения будем представлять как свободный выход газа из канала и осаждение находящейся в нем массы. Соответственно, оставшаяся в верхней части канала дегазированная масса, проявится при следующим извержении. Рис. 5 выполнен для расплава с высокой газонасыщенностью (термин определяет весовое содержанием растворенного газа в отличии от газосодержания, определяющего весовое содержание газа в свободной фазе), но этот рисунок характеризует и

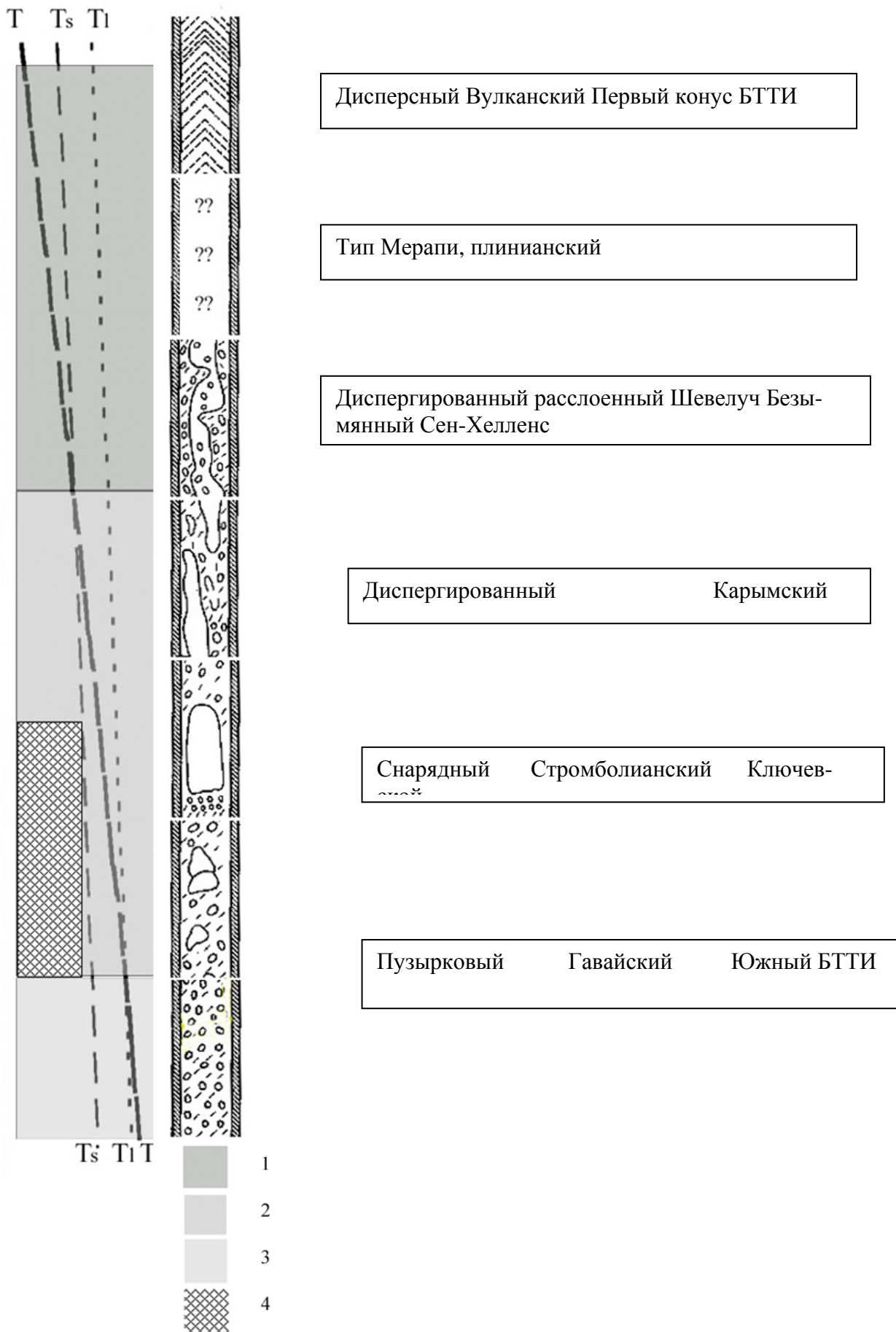


Рис. 5. Сопоставление режимов течения и типов извержений. Области: 1-твердого, 2 – затвердевающего, 3 – расплавленного, 4 – кристаллизующегося материала.

магмы с низкой газонасыщенностью – для этого мысленно надо обрезать канал на нужном уровне.

На рис. 5 вынесены формы течения газожидкостных смесей по [8]. По мере подъема по каналу объем газа увеличивается как за счет роста газосодержания, так и за счет расширения газа при падении давления. С размещением и сопоставлением гавайского типа с пузырьковым режимом; стромболианского со снарядным проблем не возникает. (В таком режиме у нас происходит извержение Ключевского вулкана). Внешне сопоставляется вулканский тип с дисперсным режимом, но существенная разница в том, что в дисперсном режиме это капли воды (туман) в газовом потоке, а в вулканском типе извержений - это пепел или мелкий шлак, т.е мы перешли от газо-жидкостного потока (1) к псевдожидкостному.(3) Для сопоставления промежуточных форм (2) необходимо учитывать свойства расплава. Расширение газа приводит к падению его температуры и он начинает охлаждать расплав. Эта закономерность очевидна: чем больше газа выноситься при извержении, тем ниже температура на выходе. Ошибочно температуру на выходе связывают с составом пород. Считается, что основные лавы более горячие, чем кислые, но это только по тому, что кислые расплавы всегда более газонасыщенны, чем основные. Вязкости кислых и основных расплавов при температурах выше ликвидуса практически не отличаются.

К сожалению у нас нет моделей форм течения псевдожидкостных потоков (хотя что-то похожее на снарядный режим там тоже наблюдается) и тем более нет моделей форм течения газонасыщенной жидкости, вязкость которой существенно зависит от температуры.

На рис 5 показано соотношение температуры потока T с температурой ликвидуса T_l и солидуса T_s . Так как в вулканологических представлениях есть предположения о том, что в питающей системе вулкана могут быть магмы с температурой выше ликвидуса, точку пересечения линии температур с линией ликвидуса разместим в области пузырькового режима, что не противоречит наблюдениям за базальтовыми извержениями на Гавайях. Точка пересечения с линией солидуса, очевидно, должна располагаться ниже дисперсного режима.

Примером диспергированного режима можно назвать извержение вулкана Карымский в той фазе его активности, когда происходит истечение лавового потока и сохраняется эксплозивная деятельность. Прекращение извержения (указанного типа активности) означает, что в канале в верхней части должна сохраниться структура, похожая на дегазированную структуру лавового потока. Соответственно последующая активность должна начаться с преобразования и выноса образовавшейся засыпки газом, выделяющимся в более глубоких горизонтах канала, что и проявляется в виде продувок и взрывов различной мощности.

О форме течения в канале при больших газосодержаниях, которая должна соответствовать плинианской активности или извержению типа Мерапи, можно говорить лишь предположительно. Наиболее популярны описания катастрофических эксплозивных извержений

вулканов Безымянный 1956, Шивелуч 1964, Сент-Хелленс 1982. Отложения этих извержений состоят из материала постройки, отложений направленного взрыва, пирокластических потоков и тефры. После извержения, оставшийся в канале материал, частично дегазированный в ходе извержения, выжимается на поверхность в виде экструзивного купола. Логично полагать, что объем купола будет в дальнейшем сопоставим с объемом переотложенного при катастрофическом извержении материала постройки. Учитывая тот факт, что структура отложений (типа пемзы) идентична структуре материала купола, требуется ответить на вопрос, где расположена граница вспенивания. Модель волны фрагментации [1] не кажется нам удовлетворительной. По этой модели в конце извержения выше зоны фрагментации в канале не может находиться столь большая масса вспененных пород, к тому же представленных достаточно крупными блоками. Удовлетворяющую всем условиям структуру и объем вспененных пород можно получить в расслоенном диспергированном потоке, если границу вспенивания расположить вертикально, вдоль потока. Характерно, что при этом не обязательно должна происходить полная фрагментация и могут быть получены крупногабаритные вспененные блоки и одновременно наблюдаться пластичные бомбовидные образования.

4. Степень кристалличности.

На рис. 5 показано положение области кристаллизации (4). Под областью кристаллизации мы понимаем область, в которой скорость понижения температуры мала [4], и кристаллическая фаза еще успевает образовываться; при большей скорости падения температуры происходит стеклование расплава. Положение границы кристаллизации определяется не только значением температуры (при извержении в первом приближении определяемой газосодержанием), но и физико-химическими свойствами и поэтому указано символически. Важно отметить, что изменение в ходе извержения петрологической характеристики - степени кристалличности, как показано в [4], связано с изменением расхода и позволяет определить направленность процесса: понижается уровень начала «вскипания» лав или его положение стабильно во время извержения (на примере извержений Алаид 1972, Тятя 1974, Безымянный 1956-1977, БТТИ 1975)

5. Разряжение, создаваемое газлифтом.

В гидродинамическом аспекте основное отличие течений в вертикальных каналах газожидкостных потоков от однофазных заключается в том, что для однофазных течений перепад давления на участке трубы с ростом расхода увеличивается от гидростатического за счет роста потерь на трение. Для газожидкостных потоков с ростом расхода перепад давления сначала уменьшается (т.е. становится меньше гидростатического) за счет уменьшения удельного веса смеси, достигает некоторого минимума и затем начинает расти, когда уменьшение удельного веса не компенсирует рост потерь на трение.

Положение этого минимума и определяет то максимальное разряжение (или уровень откачки), которое можно получить за счет газлифта. Для оценки величины максимального разряжения воспользуемся уравнением [4] для расчета распределения давления **P** с глубиной **H** при движении газожидкостного потока в вертикальном канале,

$$H := \frac{1}{g} \cdot \int_{P_0}^P \frac{1}{\gamma_{см} + P P_{тр}} dP \quad (5.1)$$

где

градиент давления трения

$$P P_{тр} := \xi \cdot \gamma_{ж} \cdot \frac{Fr \cdot X}{2}$$

выражен через критерий Фруда, рассчитанный по скорости циркуляции - **u**

D - гидравлический диаметр

g – ускорение силы тяжести

$$Fr := \frac{u^2}{g \cdot D}$$

ξ – коэффициент трения; $\xi=0.03$

удельный вес смеси выражен через коэффициент распределения **c0** и коэффициент формы **a** (**c0**=1.2 ; **a**=0.35) в виде:

$$\gamma_{см} := \gamma_{ж} \cdot \left[1 - \frac{X}{(1 + X) \cdot \left(c_0 + \frac{a}{\sqrt{Fr \cdot X}} \right)} \right]$$

комплекс **X** включает

$$X := x \cdot \left(\frac{\gamma_{ж}}{\gamma_{гP}} - 1 \right)$$

x – газосодержание, массовая доля газовой фазы

$$x := x_0 - aa \cdot \sqrt{P}$$

x0- газосодержание на выходе

aa – коэффициент пропорциональности в законе Генри, **aa**=4.3*10⁻⁶ Pa^{-1/2}

$\gamma_{ж}$ –удельный вес жидкой лавы;

$\gamma_{гP}$ - удельный вес газа

$$\gamma_{гP} := \gamma_{ж} \cdot \left(1 - e^{-\frac{P}{P_0} \cdot \frac{\gamma_{0г}}{\gamma_{ж}}} \right)$$

$$\gamma_{ж} = 2.6 \times 10^3 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$$

$\gamma_{0г}$ - удельный вес газа (водяного пара) при атмосферном давлении **P0**

$$\gamma_{0г} = 0.185 \text{kg m}^{-3}$$

LP –разряжение на глубине **H**, создаваемое за счет газлифта, определяется выражением

$$LP := H - \frac{P}{g \cdot \gamma_{ж}}$$

5.2

На рис. 6 приведен пример расчета по формуле 5.1 распределения давления по глубине (число на линии в метрах) в зависимости от значения критерия Фруда при газосодержании магмы $\chi=0.1$. Видно, что для каждого значения давления существует максимальное значение глубины, определяемое критерием Фруда.

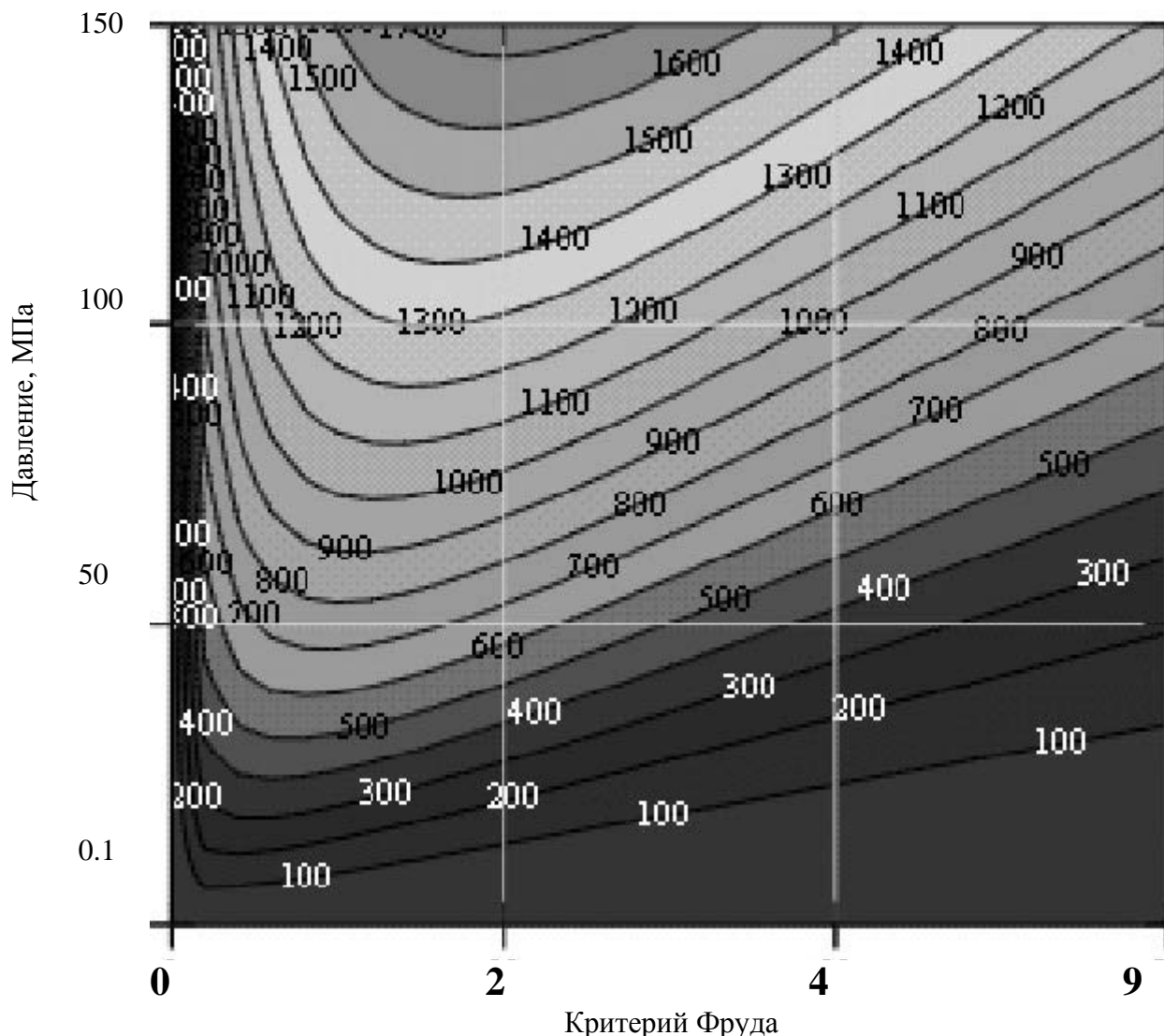


Рис. 6. Изменение давления в зависимости от глубины, диаметра и скорости потока (обозначения в тексте).

На рис. 7 приведен график зависимости максимального разрежения, рассчитанного по формуле 5.2, от значения критерия Фруда и газосодержания.

Как было показано выше (п. 2) у нас есть основания полагать, что разрежение созданное в ходе извержения определяется соответствующей кривой на рис. 7. Это не означает, что в ходе извержения всегда достигается максимальная величина разрежения, тем не менее таким образом мы получили оценку эквивалентной протяженности свободного объема, которую можно сопоставлять с массой изверженного материала.

Свободный объем – это виртуальная характеристика. Физически во время извержения должна наблюдаться область дегазации. Так как вынос вещества сопровождается вулканиче-

ским дрожанием, т.е. протяженным линейным сейсмическим источником, по-видимому, возможно определение протяженности источника (глубины области дегазации) по изменению мощность вулканического дрожания с расстоянием от вулкана.

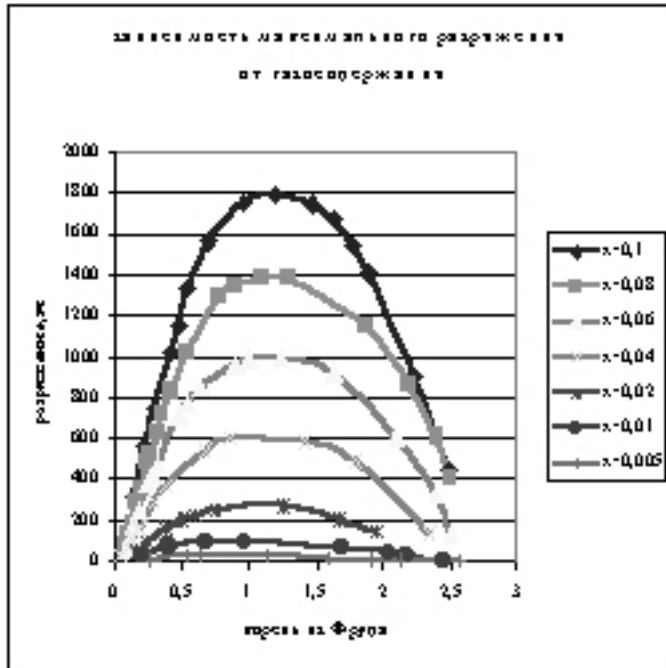


Рис. 7. Зависимость максимального разряжения от газосодержания.

Относительно точности расчета по уравнению 5.1 не трудно показать, что значения максимального разряжения могут измениться в пределах 30% при возможной вариации входных параметров (c_0 , a , aa , ξ , γ_j), чего не скажешь про оптимальное значение критерия Фруда – оно может уменьшиться на порядок. Формула 5.1 была апробирована [4] на пароводяных скважинах, вскрывающих пластовые воды с температурой до 170°C . В лицензионных продуктах для гидравлического расчета скважин (например Aunzo Z.P., Bjornsson G., Bodvarsson G.S. Wellbore models GWELL, GWNACL and HOLA. Users Guide // LBNL-31428, 1991, 102 p.) используется алгоритм, учитывающий смену режимов течения в газожидкостных потоках, т.е. учитывающий, при необходимости, и физические свойства фаз. В формуле 5.1 физические свойства как таковые отсутствуют, т.е. по структуре она приемлема и для описания псевдожидкостного потока. Кроме того ее использование позволяет наглядно продемонстрировать влияние любого входного параметра (c_0 , a , aa , ξ , γ_j). В частности очевидно, что разряжение в большей степени зависит от газосодержания, чем от физических свойств. Поэтому, как и прежде, одной из задач при исследовании извержений является определение массовой доли летучих.

6. Движение в магмоводах.

При расчетах течений в магмоводах [9] была обозначена задача теплообмена с вмещающими породами при первоначальном заполнении канала магмой. Если на глубине магма движется по уже прогретому каналу, то в голове колонны она постоянно контактирует с холодными вмещающими породами, что определяет ее затвердевание. В модели течения магм

по [9] не были учтены отличия транспорта магматических расплавов от обычных жидкостей, изложенные выше в п. 1.

Прообразом для создания модели движения расплава в голове колонны может являться эпизод фонтанирования лавы в открытой трещине по наблюдениям 23 августа 1975г. на Северном прорыве БТТИ. На рис. 8 представлена схема процесса. Особенность фонтанирования в том, что лава в меньшей степени выбрасывается за края постройки, а как бы выворачивается к краям трещины. Заметим, что в этот день было отмечено и образование горнитосов, которые в рамках интересующей нас модели, можно рассматривать как формирование канала (теплоизолирующего слоя) без помощи стенок трещины.

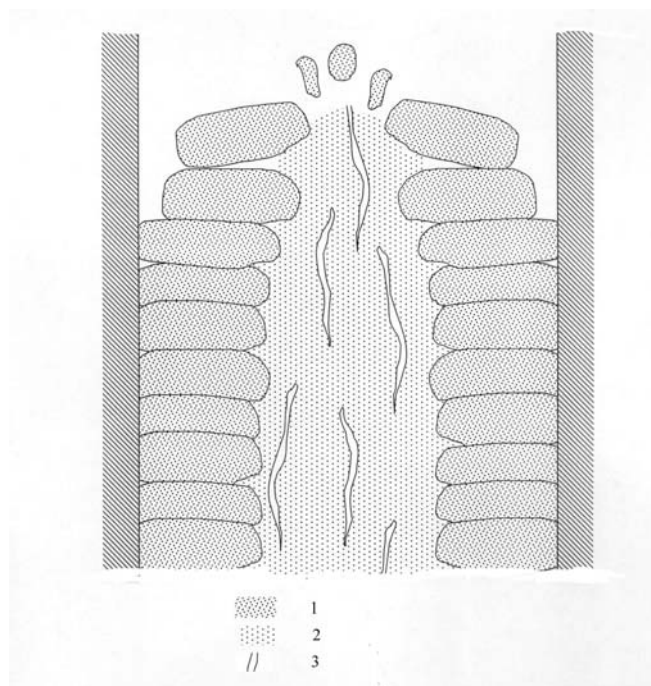


Рис. 8. Схема движения лавы в голове колонны. Формирование канала напоминает печную кладку. Лава (1) наращивает стенки канала, тем самым создает теплоизолирующую прослойку для расплава (2), движущегося в центральной части канала; (3) – газовые полости.

7. Особенности формирования шлаковых конусов БТТИ.

Начало формирования шлаковых конусов Северной группы Большого Трещинного Толбачинского извержения происходило по одному сценарию. На поверхности появлялось практически одновременно две-три струи газа, выносящие сначала темный, а затем раскаленный материал. Количество струй быстро росло, образуя цепочку, трассирующую питающую трещину. Вокруг каждой струи образовывались горнитосы (особенно заметные на Первом конусе), а затем начался процесс локализации места выхода. Интенсивность выноса нарастала; крайние струи перекрывались продуцируемым материалом и постепенно фонтанирование сосредоточилось в центре: на Первом и Втором конуса в виде одного фонтана, на Третьем в виде сдвоенного. На утренней фотографии Третьего конуса, через 9 часов после начала, когда он был еще раздвоен (рис. 9), внутренняя часть незначительно возвышалась над поверхностью. Почему же фонтанирование сосредоточилось в центре? Для ответа на это вопрос был поставлен эксперимент по барбатажу в щели. Оказалось, что при определенных



Рис. 9. Третий конус БТТИ, утро 18.08.75.

параметрах можно получить режим, когда пузырьки газа, равномерно распределенные на дне, по мере подъема смещаются к центру, где происходит их объединение и на поверхности место выхода газа локализуется. При этом в щели образуются конвективные ячейки (Рис.10).

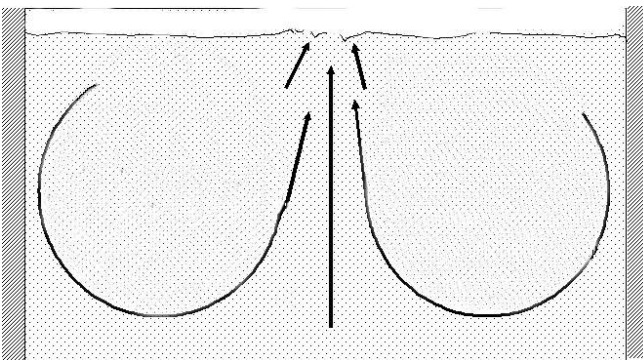


Рис. 10. Опыт по барботажу газа в щели. При равномерной по дну подачи газа, выход его на поверхности оказывается сосредоточенным: поднимающиеся пузырьки газа стягиваются к центру, формируя двухфазный водо-воздушный поток; по краям образуются конвекционные зоны.

Очевидно, что насыпная поверхность конуса отражает (до определенного момента времени) распределение давления в питающей трещине. Будет конус симметричным и без лавового потока - как Первый; подкова образный с лавовым потоком – как Второй; симметричный с истоком лавы в подножье – как Южный – определяется газосодержанием лав (в данной последовательности оно уменьшается). А вот модели объясняющей почему на Третьем конусе сохранились два места выхода и форма кратера напоминает восьмерку, пока нет. Возможно, что его активность прекратилась раньше, чем образовался единый кратер, но множественность выходов в кратере не единичный случай. Так, в кратере Пийпа (перед окончанием извержения) одновременно действовали два выхода: один существенно газовый, продуцирующий резургентный материал, другой продуцировал фонтаны раскаленной лавы. Существенно различается экструзивная активности вулканов Шевелуч и Безымянный: на первом центр экструдирования не постоянен; в то время как на втором источники могут быть спроектированы на один центр

Заметим, что рассмотренная модель конвекции позволяет вернуться к рассмотрению вопроса о закономерностях распределения вулканов на основе тепловой конвекции в слое [9], но уже с учетом газового фактора. Кроме того она может быть полезна и для модели процесса преобразования трещинного канала в изометрический.

8. Выводы.

1. Механика вулканических извержений определяется как транспорт газонасыщенного расплава – магмы на дневную поверхность в условиях термо-газлифта с образованием депрессионной воронки в области питания.
2. Периодичность извержений обусловлена значительно меньшей скоростью движения магмы на глубине в питающем канале, чем в области разгрузки.
3. В моделях транспорта магмы необходимо учитывать, что движение осуществляется с переменной массой: образуются оболочки и происходит сепарация газа.
4. На вулканах центрального типа после извержения в канале вулкана происходит осаждение (уплотнение) частично дегазированного и поэтому охлажденного материала, который выносятся при следующем извержении газом более глубинных порций.
5. Динамика области дегазации во время извержения выражена в вулканическом дрожании и изменении степени кристалличности продуктов извержения.
6. Качественные и количественные характеристики извержения в большей степени определяются газосодержанием, чем физическими свойствами магм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бармин А.А., Мельник О.Э. Гидродинамика вулканических извержений // Успехи механики. 2002. Т 1. №1. С. 32-60.
2. Грейтон Л.К. Предположения о вулканическом тепле. М.: Ил, 1949. 166 с.
3. Дознин В.А. О природе вулканических извержений. // Труд. I городск.конф. молод.уч. и спец. Петропавловск-Камчатский, 1969. С. 4-6.
4. Дрознин В.А. Физическая модель вулканического процесса. М. Наука, 1980, 92 с.
5. Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
6. Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944-45 гг. и в прошлом. Труды лабор. вулканол.1956, вып. 11, 310 с.
7. Слезин Ю.Б. Механизм вулканических извержений (стационарная модель). М.: Научный мир, 1998. 127 с.
8. Уоллис Г. Одномерные двухфазные течения. М.: Мир, 1972. 440с.
9. Федотов С.А. Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. М.: Наука, 2006. 455 с.
10. Хренов А.П. Современный базальтовый вулканизм Камчатки» (по результатам аэрокосмических и петрологических исследований). Автореферат док. дис. Москва, 2003. 42 с.
11. Штейнберг Г.С. Вулканические взрывы и гейзеры: физический механизм процесса и их соотношение. Автореферат док. дис, Новосибирск, 1988. 49 с.