

О НЕКОТОРЫХ ПАРАМЕТРАХ КАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

К.Г. Леви

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
e-mail: levi@crust.irk.ru

Детальные исследования вулканических образований Саяно-Байкальской горной области принесли фактический материал о химизме базальтов, стратификации покровов, морфологии вулканов, лавовых полей и подбазальтовой поверхности. Немногочисленные, но достаточно полные исследования вопросов вулканизма опубликованы (Антощенко-Оленев, 1975; Белов, 1963; Бурлаков, Федоров, 1954; Гросвальд, 1965; Живая тектоника..., 1966; Киселев и др., 1979; Лурье, 1954; Николаев и др., 1982; Ступак, 1978, 1980; Салтыковский и др., 1981 и др.). Анализ приведенных в упомянутых публикациях некоторых числовых характеристик позволяет несколько расширить рамки представлений о физических свойствах палеорасплавов, динамике палеоизвержений и связи вулканической деятельности с неотектоническими движениями.

Средняя абсолютная высота базальтовых покровов в положительном рельефе составляет 1.72 ± 0.40 км, тогда как в Тункинской впадине древние базальты опущены на глубину до 2.0 км. Минимальная положительная абсолютная высота покровов 0.85 км, максимальная – -2.16 км. Вулканические аппараты центрального типа возвышаются над покровами на $h_{\text{вулк}} = 0.14 \pm 0.1$ км при диаметре основания $D_{\text{осн}} = 1.1 \pm 0.9$ км и радиусе кратерных воронок 0.14 ± 0.06 км. Возраст вулканических построек определяется интервалом времени $Q_{II}-Q_{IV}$. Однако, несмотря на податливость шлаковых и шлаково-лавовых аппаратов к агентам выветривания, большинство вулканов в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) сохранились неплохо, о чем говорят следующие цифры: постройки Q_{IV} возраста имеют размеры $h_{\text{вулк}}/D_{\text{осн}} - 0.2 \pm 0.11 / 1.63 \pm 0.99$ км; $Q_{III} - 0.99 \pm 0.06 / 0.48 \pm 0.2$ км и $Q_{II-III} - 0.08 \pm 0.06 / 0.81 \pm 0.51$ км. Видно, что стандартные отклонения мало разнятся между собой, а более древние вулканы крупнее и массивнее молодых. Отношение $h_{\text{вулк}}/D_{\text{осн}}$ в зависимости от возраста меняется. Так, вулканы Q_{IV} характеризуются значениями $h_{\text{вулк}}/D_{\text{осн}} = 0.123$, $Q_{III} - h_{\text{вулк}}/D_{\text{осн}} = 0.188$, $Q_{II-III} - 0.099$.

Несложные расчеты показывают, что суммарный объем изверженного базальтового материала в БРЗ составляет примерно $(6-5)10^3$ км³. Он сосредоточен в 14 вулканических районах, которые, в свою очередь, включают в себя более 200 различных по размерам базальтовых полей. Продуктивность вулканизма отражает средняя скорость наращивания мощности базальтовых тел, которая меняется от $0.8 \cdot 10^{-7}$ до $1.07 \cdot 10^{-9}$ км³/год при значениях $|\text{grad } V|_m$, колеблющихся от $0.17 \cdot 10^{-9}$ до $0.56 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. Возраст наиболее древних базальтовых потоков характеризует начало проявления вулканической деятельности и меняется от $0.86 \cdot 10^6$ до $28 (?) \cdot 10^6$ лет.

Плотность базальтов, слагающих покровы и постройки центрального типа $(2.82-2.40) \cdot 10^3$ кг/м³. Породы в разной степени пузырчатые (12.4-29.1% от объема породы), содержат глубинные мантийные включения и мегакристаллы ряда глубинных минералов. Плотность мантийных нодулей колеблется $(2.88-3.97) \cdot 10^3$ кг/м³. Наиболее распространены мегакристаллы оливина, плотность которого по справочным данным составляет $(3.3-3.5) \cdot 10^3$ кг/м³. Размеры нодулей в среднем колеблются от 0.01 до 0.10 м. Мегакристаллы в поперечнике обычно составляют 0.006-0.03 м, хотя встречаются и крупнее – до 0.05 м. Плотность базальтового расплава может быть принята соответствующей плотности базальтовых стекол, которая по табличным данным составляет $2.77 \cdot 10^3$ кг/м³ (Справочник..., 1969).

Морфолого-неотектонические исследования 60-70-х годов прошлого века показали, что связь кайнозойского вулканизма с неотектоникой является парагенетической, что не проливает свет на взаимосвязь вулканизма и рифтогенеза в Прибайкалье и создается впечатление, что вулканизм сам по себе, а рифтогенез сам по себе. В действительности это совершенно не так и мы попытаемся на основе некоторых модельных расчетов это показать. Мы располагаем практически всеми необходимыми параметрами для подобных оценок и попытаемся решить ряд задач, связанных с динамикой палеоизвержений магматического расплава. Характер тектонических условий, в которых развивался кайнозойский вулканический процесс, может быть восстановлен из анализа изменения средних скоростей накопления лавовых толщ V_{β} и

градиента скорости вертикальных неотектонических движений $|\text{grad } V|_m$. Связь описывается уравнением вида $V_\beta = \{(131.6 - 249.2 |\text{grad } V|_m) \pm 10^{-7} \text{ км}^3 \cdot \text{год}^{-1} \text{ при } r = -0.89 \pm 0.06 \text{ и } n = 16$. Подставив в уравнение предельные значения $|\text{grad } V|_m$, получаем диапазон изменения $V_\beta = (89.2-8.0) \cdot 10^{-7} \text{ км}^3/\text{год}$. Анализ изменения суммарного объема Ω_β , км^3 вулканитов, излившихся при определенных значениях $|\text{grad } V|_m$, указывает на бимодальное распределение Ω_β , км^3 с максимумами при значениях $|\text{grad } V|_m = 0.17 \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$. Максимум образован базальтовыми покровами Витимского плоскогорья, тогда как все остальные базальтовые поля формировались в диапазоне $|\text{grad } V|_m = 0.23-0.56 \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$. Поэтому следует считать, что наиболее представительным является второй. максимум. Медианное значение $|\text{grad } V|_m$ в этой совокупности данных составляет $0.18 \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$, а среднее – примерно $0.40 (\pm 0.11) \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$. Отсюда можно полагать, что оптимальные значения $|\text{grad } V|_m$, при которых активно развивался вулканический процесс в БРЗ, составляли $(0.18-0.62) \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$. При больших и меньших значениях $|\text{grad } V|_m$ проявление вулканизма оказывалось невозможным.

Проявление вулканизма обуславливается многими причинами и, в частности, проницаемостью земной коры или, что одно и то же, степенью ее нарушенности разломами. Относительным показателем проницаемости коры может считаться плотность активных разломов N , которая тесно коррелирует с $|\text{grad } V|_m$. Можно предполагать, что плотность разломов во время проявления вулканизма возростала от $N = 9$ до $N = 14$ соответственно значениям $|\text{grad } V|_m = (0.18-0.62) \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$. Далее можно сделать заключение, что при $|\text{grad } V|_m = 0.18 \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$ и N несколько меньше 9 в земной коре создавались условия, благоприятные для ее прогрева и подъема базальтового расплава из первичных очагов. При $|\text{grad } V|_m$ от $0.18 \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$ до $0.40 \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$ и N от 9 до 11 шло наращивание вулканической активности, тогда как дальнейшее увеличение $|\text{grad } V|_m$ и N способствовало улучшению теплового дренажа глубоких горизонтов коры и литосферы и приводило к деградации вулканического процесса.

Характеристики палеорасплавов в первом приближении могут быть оценены по морфологии вулканических аппаратов. Так, Ритман (1964) отмечал зависимость формы и высоты вулканов от вязкости выносимого на поверхность расплава. Такие связи действительно установлены для современных вулканов (Масуренков, 1979; Settle, 1979), но чтобы перенести эти данные на палеопостройки, необходимо убедиться в хорошей их сохранности. Наверное, у слабо денудированных построек их размеры – высота $h_{\text{вулк}}$ и диаметр $D_{\text{осн}}$ должны тесно коррелировать между собой. Статистический анализ $h_{\text{вулк}}$ и $D_{\text{осн}}$ лавовых и шлако-лавовых вулканов БРЗ устанавливает наличие связи вида: $h_{\text{вулк}} = (0.07 \ln D_{\text{осн}} + 0.16) \pm 0.09$, км и $h_{\text{вулк}} = (0.27 D_{\text{осн}} + 0.25) \pm 0.27$, км (с учетом вулканов-гигантов Тувы) при $r = 0.61 \pm 0.08$ и $r = 0.74$, $n = 59$ и $n = 74$ соответственно. Учитывая наличие связи между $h_{\text{вулк}}/D_{\text{осн}}$ и μ_1 вязкостью расплавов у современных вулканов можно считать, что и у древних построек эта связь существовала. Сопоставив значения $h_{\text{вулк}}/D_{\text{осн}}$ и μ_1 , получаем уравнение: $\ln \mu_1 = (167.4 h_{\text{вулк}}/D_{\text{осн}} + 0.8) \pm 2.9$ Па*с, вычисленное при $r = 0.82 \pm 0.07$ при $n = 22$. Вязкости базальтовых расплавов, формировавших вулканы БРЗ, вычисленные из этого уравнения, колебались в интервале 10^5-10^6 Па*с. Однако эти цифры получены лишь для отдельных лавовых построек и недостаточно надежны. Оценки вязкости по отношению $h_{\text{вулк}}/D_{\text{осн}}$ шлако-лавовых построек обычно дают более высокие значения μ_1 , что позволяет предполагать сильное охлаждение лав при извержениях центрального типа.

Можно найти μ_1 через температуру $T^\circ\text{C}$ и химический состав расплава. У современных вулканов обнаруживается связь их высоты с $T^\circ\text{C}$. Соотношение $T^\circ\text{C}$ расплава с абсолютными высотами $H_{\text{вулк}}$ современных вулканов показывает, что: $\ln T^\circ\text{C} = (7.1 - 0.1 H_{\text{вулк}}) \pm 0.1^\circ\text{C}$, при $r = -0.72 + 0.12$ и $n = 18$. Учитывая высоту над уровнем моря лавовых полей и голоценовых вулканических аппаратов в БРЗ = 1.72 ± 0.40 км, получаем: что $T^\circ\text{C}$ расплава на поверхности составляла – $1080-1015^\circ\text{C}$ ($1353-1288\text{K}$).

Связь вязкости расплавов μ_1 с их $T^\circ\text{C}$ у действующих вулканов и по экспериментальным данным описывается серией статистически значимых уравнений, из которых μ_1 при $T^\circ\text{C} = 1080-1015^\circ\text{C}$ составляет $9.8 \cdot 10^6-9.8 \cdot 10^5$ Па*с. Учитывая изменчивость $h_{\text{вулк}}/D_{\text{осн}}$ четвертичных вулканов БРЗ и, что $h_{\text{вулк}}/D_{\text{осн}}$ связано с μ_1 можно предположить непостоянство вязкостных свойств расплавов во времени.

Зная $T^\circ\text{C}$ расплавов, объемы Ω_β , км^3 вулканитов, время T проявления вулканизма, можно оценить суммарную энергию вулканического процесса. Она складывается, видимо, из нескольких величин, но основными являются тепловая энергия W_3 , вынесенная на поверхность

расплавом, и энергия $W_{тр}$, затраченная на преодоление силы трения $F_{тр}$ в канале при подъеме расплава.

Тепловая энергия извержений оценивается по уравнению, использованному И.В. Лучицким (1966) со ссылкой на (Yokooyama, 1957; Hedervari, 1963): $W_3 = \Omega_B * \rho_B (TK * c + a) = (1.4-3.7) * 10^{22}$ Дж, где все символы упоминались выше, а ρ_B – плотность расплава в $кг/м^3$, c – удельная теплоемкость базальта – 1231-416 Дж/кгК, a – скрытая теплота фазового перехода, оцениваемая для эффузивов – 210-419 Дж/кг. Энергия $W_{тр}$, затраченная на преодоление $F_{тр}$ о стенки канала, вычисляется как $W_{тр} = F_{тр} * S_B * K_{тр}$, где S_B – путь, пройденный расплавом в м, а $K_{тр}$ – коэффициент трения. Сила трения может быть приближенно оценена (Яворский, Детлаф, 1965) по формуле Стокса для тела шарообразной формы, если предположить сферичность очага в процессе всего подъема по разрезу литосферы: $F_{тр} = 2\pi * \mu * R_r * v_r * (2\mu + 3\mu_1/\mu + \mu_1)$, где μ и μ_1 – вязкость вмещающей среды и расплава соответственно, R_r – радиус очага, v_r – скорость всплывания очага. Если учесть, что вязкость расплава, оцененная выше μ_1 , равна 10^5 - 10^6 Па*с, а вязкость вмещающей среды (литосферы) обычно принимается равной 10^{20} - 10^{22} Па*с, то параметром μ_1 можно пренебречь и тогда уравнение приобретет вид: $F_{тр} = 2\pi * \mu * R_r * v_r$.

Скорость всплывания шарообразного очага определяется из уравнения (Федотов, 1976б): $v_r = (2 R_r * \Delta\rho * g / 9 \mu) * ((\mu + \mu_1 / 0.67 (\mu + \mu_1))$, где $\Delta\rho$ – перепад плотности расплава и вмещающей среды, g – ускорение силы тяжести. Здесь μ и μ_1 находятся в том же соотношении, что и в предыдущем случае, то есть μ_1 мало влияет на порядок скорости и ею можно пренебречь. Тогда последнее уравнение упростится до вида $v_r = R_r^2 * \Delta\rho * g / 3 \mu$.

В приведенных уравнениях осталась пока нерешенной величина R_r , которая может быть установлена косвенно. Первое решение вытекает из статистического анализа изменения размеров магматических камер с глубиной $Z_{кам}$, км под современными вулканами. Эта зависимость, установленная по приведенным в работе (Масуренков, 1979) геофизическим данным, описывается уравнением: $R_r = (0.3 Z_{кам} + 2.6) \pm 2.5$ км, при $r = 0.84 \pm 0.08$ и $n = 14$ пар значений. Петрологические расчеты (Киселев и др., 1979) показывают, что базальты БРЗ выплавились на глубинах около 80-100 км. Из уравнения выше на этих глубинах может существовать очаг с $R_r = (27-33) \pm 2.5$ км.

Второе решение параметра R_r может быть найдено из анализа кольцевых форм, возникающих над магматическими камерами и дешифрируемых на высотных снимках. В БРЗ эти формы обычно отражают внутреннее строение широко распространенных здесь гранитоидных интрузий. Анализ плотности эпицентров No кольцевых форм проведенный с использованием окна с переменным радиусом осреднения (10, 30 и 40 км) показал, что над кайнозойскими вулканическими районами наблюдается резкое увеличение No . Примером может служить изолированное базальтовое поле хр. Удокан, где аномалия No превышает в 2 раза среднее значение $No = 11.2 \pm 4.9$ по палетке радиусом 40 км. Если допустить, что размеры аномалии с учетом 2σ обусловлены жизнедеятельностью магматической камеры под Удоканом, то ее размеры $45 * 85$ км, что соответствует $R_r = 31$ км. Последняя оценка несущественно отличается от величин, вычисленных по уравнению выше.

Для оценки энергетических характеристик примем минимальный радиус очага на глубине 80-100 км равным 31 км и будем полагать, что с подъемом по разрезу литосферы его радиус будет уменьшаться, что в действительности имеет место под современными вулканами и на глубине 16.6 км средняя глубина промежуточных магматических камер в БРЗ составит 7.7 км. Для расчетов примем следующие значения: $\rho_B = 2770$ $кг/м^3$, плотность вмещающей среды $\rho_L = 3300$ $кг/м^3$, путь $S_B = 10 * 10^4 - 16.6 * 10^3$ м, коэффициент трения $K_{тр} = 10^{-1} - 10^{-2}$, радиус очага $R_r = 31 * 10^3$ м – $7.7 * 10^3$ м, объем продуктов извержения $\Omega_B = 5.5 * 10^{12}$ $м^3$, температура расплава 1288-1363К, скрытая теплота фазового перехода $a = 210-419$ Дж/кг, удельная теплоемкость базальта $c = 1231-416$ Дж/кгК.

Подставляя эти значения в приведенные выше уравнения, и предполагая, что каждый вулканический район питал самостоятельный очаг, получаем следующие значения: $\Sigma W_3 = 5.9 - 8.2 * 10^{22}$ Дж. Отнеся ΣW_3 к площади и времени проявления вулканизма, оценим удельную плотность энергии ρ_w вулканического процесса, которая вычисляется из уравнения (Бухаров, 1975): $\rho_w = W_3 + W_{тр}/ST = 4.6 - 6.4 * 10^{-3}$ Дж/м²с, где S – площадь, занятая вулканическими образованиями в м², а T – время равное $7.9 * 10^7$ с.

Вычисленная из уравнения ρ_w для БРЗ существенно меньше таковой в Восточно-Африканской рифтовой системе (Бухаров, 1975), тогда как тектоническая активность БРЗ

значительно выше. Анализ неотектоники БРЗ и «щелевых» и «сводово-вулканических» рифтов Африки (по Е.Е. Милановскому), выполненный С.И.Шерманом и К.Г.Леви (1984) показывает, что в «щелевых» рифтах, к которым относится и БРЗ, вулканическая активность закономерно ниже, а тектоническая выше, чем в «сводово-вулканических». Это явление, по-видимому, обусловлено высокими значениями $|\text{grad } V|_m$, способствующими интенсивному росту плотности разломов N , повышению теплопроницаемости литосферы и как следствию снижению вулканической активности.

В процессе проявления вулканизма радиус очага во время подъема уменьшается. Это имеет реальное геологическое значение в связи с формированием над вторичной очаговой областью вулканотектонических структур. Именно эти структуры позволяют убедиться в справедливости приведенных вычислений. Предполагаемые глубины промежуточных очагов не упоминались, но могут быть рассчитаны. Глубины очагов вулканических извержений в океанской литосфере оцениваются из уравнения (Ферхуген, 1974): $Z_o = H_{\text{вулк}} * (\Delta\rho / \rho_L)$, км.

Но динамика вулканических извержений в океанской и континентальной литосфере неодинакова по причине различной их структуры. Поэтому расчеты по приведенному выше уравнению, выполненные для континентов, позволяют оценить лишь глубины промежуточных очагов, из которых расплав мог быть поднят на поверхность в силу других, не оговариваемых здесь причин. К аналогичному выводу пришел ранее (Масуренков, 1979). Если это уравнение справедливо для континентальной литосферы, то можно утверждать, что глубина промежуточных вулканических очагов под БРЗ в среднем составляла 16.6 ± 3.7 км, а средний объем очага при $R_r = 31 * 10^3$ м – $7.7 * 10^3$ м составил 1080 ± 417 км³. Если эти оценки в первом приближении точны, то должна существовать связь между глубиной промежуточного очага и объемом выброшенных на поверхность продуктов вулканизма. Такая связь действительно устанавливается и описывается уравнением $\ln \Omega_\beta = (0.2 Z_o + 1.6) \pm 0.72$ км³ и $Z_o = (2.5 \ln \Omega_\beta + 3.0) \pm 2.4$ км при $\gamma = 0.76 \pm 0.12$ и $n = 15$. Однако о правильности выполненных выше расчетов можно судить при выполнении еще одного условия. Предположим, что сферический очаг объемом 1080 ± 417 км³ поднялся до глубины 16.6 ± 3.7 км. На этом уровне и даже еще в процессе подъема очаг должен был «растечься», приняв более устойчивую в данных условиях линзовидную форму. В настоящее время точно оценить степень уплощения очага не представляется возможным, но если допустить, что его радиус по вертикали уменьшился вдвое, то толщина магматической камеры не превышала толщины горизонтальных неоднородностей в коре, составляющих на этих глубинах 6-7 км (например, коровый волновод). Изменение формы очаговой области, ее небольшие размеры, большая теплоотдача в стенки камеры должны были привести к быстрой кристаллизации расплава. Однако этого не происходило и некоторые очаговые области, судя по объему излившегося на поверхность вещества, существовали достаточно долго. Поэтому остается предполагать, что внедрению магматической камеры в верхние холодные горизонты коры предшествовал подъем изотермической поверхности солидуса базальта. Прогрев, видимо, был локальным за счет высокой плотности теплового потока по зоне магматического канала. Появление в коре долгоживущего очага и высокая плотность теплового потока должны были вызвать проявление двух взаимосвязанных процессов. С одной стороны это термическое расширение слагающих кровлю камеры слоев земной коры, а с другой, в результате вызванных разогревом деформаций, образование вулканотектонической структуры и ее разломных ограничений. Величина термического расширения может быть оценена, исходя из перепада температур на границе «среда-очаг» и коэффициента объемного расширения пород, характеризующих «гранитный» слой коры.

Перепад температуры в системе «среда-очаг», вероятно, составлял 600-700°C (873-973K), если температура в очаге была близка к 1200°C (1473K), а температура в коре на глубине -20 км не превышала 500-600°C (773-873K). Коэффициент объемного расширения для пород «гранитного» слоя составляет $22.5 * 10^{-6}$ (Справочник..., 1969). Отсюда величина теплового разуплотнения горных пород над кровлей очага равна 0.27-0.32 км. Тепловое расширение вещества будет реализовано посредством формирования куполообразных вздутий коры. Одновременно по краям куполов должны закладываться разломы, достигающие практически кровли очага, а вычлененный ими конусообразный блок начнет опускаться, оказывая дополнительное давление на магматическую камеру. В результате проседания и постепенного опорожнения очага на поверхности должна образоваться вулканотектоническая структура. Ее радиус и амплитуда нисходящих движений в ней могут быть в первом приближении вычислены. Для этого достаточно оценить углы падения образующих структуру разломов и

перепад давления на подошве конусовидного и окружающих его блоков. Угол падения разломов, вероятно, не будет отличаться существенно от среднего угла наклона разрывов, который в БРЗ составляет $54 \pm 17^\circ$. Отсюда, зная примерный наклон образующих конический блок разломов, можно оценить его размеры на подошве и на поверхности. Средние глубины очагов в Прибайкалье 16.6 ± 3.7 км, а радиус очага на этой глубине, вероятно, составлял 7.7 ± 0.9 км из расчета среднего размера очага на данной глубине. Если очаг в верхних горизонтах коры уплощится, то в этом случае радиус очага должен будет увеличиться до 9.5 км. Учитывая углы наклона образующих вулканотектоническую структуру разломов, радиус последней на поверхности мог составлять 21-22 км. Зная размеры конусовидного блока и его плотность, включающую в себя доставленную на поверхность и раскристаллизовавшуюся базальтовую лаву, можно оценить величину давления P на поверхность радиусом 9.5 км. P составит $1.2 \cdot 10^9$ Н/м², тогда как на основании конического блока того же объема, но радиусом 21 км величина $P = 2.5 \cdot 10^8$ Н/м. Исходя из полученных, величин, находим, что конический блок с радиусом основания 9.5 км и падением разломов $54 \pm 17^\circ$ должен опуститься в соответствии с законом Паскаля на 0.410 км, только за счет разницы давлений на его основание в сравнении с вмещающей средой. Окаймляющие конический блок блоки, вероятно, почти не будут двигаться, так как первый опирается на расплав в камере, а вторые – на «твердое» окружение очага. Очевидно, что количество вещества в магматических камерах в результате извержений уменьшилось. Сброс «избыточного» количества расплава сопровождался раскристаллизацией остаточного расплава с уменьшением объема очага. Поэтому, если предположить, что опустившийся блок вулканотектонической структуры способствовал опорожнению очага, то кристаллизация остаточного расплава в свою очередь способствовала дополнительному погружению блока. Отсюда можно оценить, на какую примерно величину «просела» вулканотектоническая структура после прекращения извержений. Поскольку плотность расплава составляла 2770 кг/м³, а средняя плотность кристаллической породы 2820 кг/м³, то находим, что за счет кристаллизации очага конический блок вулканотектонической структуры мог осесть еще примерно на 0.07 км и суммарная величина опускания вулканотектонической структуры составит 0.480 км. Относительная же высота структуры в рельефе окружающего пространства будет равна разнице между высотой «термического свода» и величиной опускания. Несложно определить относительное превышение окружающего пространства над такой структурой, оно составит 0.15–0.20 км. В действительности наблюдаемые «чаши», вмещающие в себя базальтовые тела, соответствуют этой величине и редко достигают 0.40 км (Киселев и др., 1979). Глубины промежуточных очагов, вероятно, связаны с интенсивностью неотектонических движений и напряженным состоянием в коре, существовавшим здесь во время активного вулканизма. Так, С.И. Шерман (1966, 1968) на основе анализа поля напряжений показал, что щелочно-базальтовый вулканизм проявляется в условиях растяжения литосферы. Напряженное состояние и термический режим среды взаимосвязаны. Поэтому можно предполагать, что в миоцене-плиоцене в условиях растяжения литосферы могли поддерживаться достаточно высокие температуры на глубинах, где формировались промежуточные очаги, что обеспечивало высокую вулканическую активность. Анализируя связи между $|\text{grad } V|_m$, q , N и V_β приходим, к выводу, что по мере возрастания $|\text{grad } V|_m$ и увеличения нарушенности коры за счет возрастания N , вулканический процесс пошел на спад. Это, вероятно, говорит о том, что условия формирования первичных очагов, а, следовательно, и вторичных резко изменились и стали неблагоприятными для дальнейшего развития процесса в целом. По мнению автора, это обусловлено нарушением структуры геотермического поля в плиоцен-четвертичное время. Оно, в свою очередь, было вызвано интенсивным дроблением коры в процессе активного развития рифтогенеза. Вулканизм в БРЗ мог продолжаться в условиях хорошо термостатированных недр. Усилившийся отвод тепла с глубоких горизонтов коры в результате тектонического ее дробления привел к затуханию магматических процессов. Сложившиеся в Прибайкалье тектонические условия имеют свой антипод в Восточно-Африканской рифтовой зоне, где при сравнительно вялом развитии тектонических процессов термостатирование поддерживалось самим магматическим процессом. Здесь при невысоких значениях $|\text{grad } V|_m$ проницаемость литосферы возрастала медленно, а активные вулканические процессы успевали залечивать высоконарушенные тепловыводящие области коры.

Сравнивая амплитуды движений и относительные высоты вулканотектонических и «невулканических» структур БРЗ, нетрудно заметить, что движения, обусловившие последние, были интенсивнее и дифференцированнее, чем вулканотектонические. Поэтому не

удивительно, что анализ современного неоструктурного плана в связи с морфологическими особенностями базальтовых ландшафтов не дает положительного результата. Спад вулканической активности шел быстро на фоне усиливающихся рифтогенных движений, которыми почти полностью были переработаны вулканотектонические структуры.

Имеющиеся количественные характеристики вулканических палеопостроек позволяют провести анализ собственно палеовулканических извержений. В работах С.А. Федотова (1976 а, б, в) физически обоснована динамика вулканических извержений трещинного и центрального типа. Статистический анализ параметров вулканов в БРЗ позволяет получить необходимую для аналогичных расчетов числовую информацию и увязать эволюцию динамики развития процессов извержения с проявлением неотектонических движений. Выше такой анализ был уже приведен и здесь нужно только напомнить исходные для последующих расчетов цифры. Температура поднятого на поверхность расплава в вулканических районах БРЗ составляла 1352-1286К; $\mu_1 = 9.8 \cdot 10^5 - 9.8 \cdot 10^6$ Па*с, $\rho_\beta = 2770$ кг/м³; плотность кристаллического слабопузырчатого базальта – 2820 кг/м³, плотность пород вмещающей среды 2800 кг/м³. Поперечники трещинных каналов могут быть оценены по мощностям даек базальтов 0.5-4 м (правда иногда отмечаются дайковые тела толщиной 20-30 м). Диаметры трубчатых каналов обычно оцениваются через размеры выходов жерловых фаций или характерному диаметру кратерных воронок. Диаметры некков, закартированных Е.П. Васильевым и Л.З. Резницким на хр. Хамар-Дабан колеблются от 150 до 450 м, на хр. Удокан (Киселев и др., 1979) – до 100 м, в Тункинских Альпах от 30 до 50 м. Интересно отметить, что диаметры некков меняются в связи с изменениями $|\text{grad } V|_m$. Так в районе Хамар-Дабана, где откартированы недки $|\text{grad } V|_m = 0.34$, в Удоканском районе – $|\text{grad } V|_m = 0.40$, а в Тункинских Альпах $|\text{grad } V|_m = 0.46$. Говорить о какой-либо статистике здесь не приходится, однако наличие тенденции показывает, что диаметры магмоподводящих каналов обнаруживают обратную связь с интенсивностью движений в земной коре. Средний радиус кратерных воронок составляет 140 ± 60 м.

В связи с наличием обратных взаимоотношений между $|\text{grad } V|_m$ и V_β небезынтересно оценить, как динамика среды влияла на динамику извержений, каковы были скорости подъема расплава в каналах разных сечений и как они менялись во времени, сказывалось ли влияние приведенных факторов на изменении химизма расплава в очаге и его вязкостные свойства. Для решения поставленных вопросов обратимся к формулам, предлагаемым для подобных целей С.А. Федотовым (1976 а,б, в). Скорость движения расплава $v_{\beta 1}$ по каналу трещинного типа может быть вычислена из уравнения: $v_{\beta 1} = \Delta \rho * g * j / 3 \mu_1$, где $\Delta \rho$ – перепад плотности «расплав-вмещающая среда», g - ускорение силы тяжести, м/с², j - половина мощности трещинного канала в м, μ_1 – вязкость расплава. Подставляя в уравнение значения параметров $\Delta \rho = 30$ кг/м³, $g = 9.81$ м/с², $j = 2-15$ м, $\mu_1 = 9.8 \cdot 10^5 - 9.8 \cdot 10^6$ Па*с, получаем значения $v_{\beta 1}$ для трещинных каналов в БРЗ равными $2 \cdot 10^{-5} - 1.5 \cdot 10^{-4}$ м/с. Время подъема расплава по каналу из вторичной магматической камеры, расположенной на глубине $16.6 + 3.7$ км, составляет $8.3 \cdot 10^7 - 1.1 \cdot 10^6$ с. Учитывая, что трещинные извержения преобладали на ранних этапах развития вулканизма, можно считать, что $|\text{grad } V|_m$, имевший в то время невысокие значения, способствовал поддержанию трещинных каналов открытыми, а тот факт, что ориентировка известных даек более или менее выдержана (северо-восточные и широтные), говорит о том, что работали лишь определенные разломные зоны.

На более поздних этапах развития вулканизма, когда стали преобладающими извержения центрального типа, $|\text{grad } V|_m$ и N были уже значительно выше. Это способствовало появлению трубчатых каналов, возникших в местах пересечения разломов. Радиусы этих магмовыводящих каналов в среднем, видимо, становились меньше с увеличением плотности разломов. Скорость перемещения $v_{\beta 2}$ в трубообразных каналах оценивается из уравнения: $v_{\beta 2} = \Delta \rho * g * jr^2 / 8 \mu_1$, где обозначения те же, что и в предыдущем уравнении, а jr - радиус трубообразного канала, который может быть оценен по неккам или кратерным воронкам. Средний радиус некков в БРЗ составляет 0.10 ± 0.06 км, а кратерных воронок 0.14 ± 0.06 км. Цифры мало отличаются друг от друга, но, учитывая, что количество измеренных кратерных воронок существенно превышает число известных некков, используем в качестве значений радиусов каналов цифру 0.14 ± 0.06 км.

Значения $\Delta \rho$ и μ_1 примем теми же, что и в случае с трещинными каналами. Из расчетов следует, что теплоотдача расплавом в стенки плоских трещин выше, температура расплава при выходе на поверхность ниже, чем при извержениях по трубообразным каналам. Как известно, вязкость расплавов существенно зависит от их температуры и химического состава.

Следовательно, вязкость расплавов при трещинных извержениях была больше, а при извержениях центрального типа меньше. Со стороны химизма расплава на его вязкостные свойства влияет отношение $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$. Следовательно, у более древних расплавов это соотношение было меньше (вязкость больше), а у более молодых больше (вязкость ниже). Отсюда, получив зависимость изменения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ от возраста, можно проследить плавное изменение вязкости базальтовых расплавов во времени. Можно установить связь между возрастом базальтов и указанным отношением суммы щелочей к окиси кремния, заменив последнее индексом Ритмана, позволяющим оценить изменение щелочности расплава для пород любой кислотности. Индекс Ритмана I_{Rt} вычисляется (Важеевская, 1983): $I_{Rt} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2) - 43$. уравнение связи между возрастом T в млн. лет и I_{Rt} базальтов в БРЗ имеет вид: $\ln T = (20 - 1.9 \ln I_{Rt}) \pm 1.27$ млн. лет и $\ln I_{Rt} = (9.40 - 0.45 \ln T) \pm 0.62$ при $r = 0.915$ и $n = 9$ пар средних значений из более, чем 370 химических анализов и возраста базальтов. Учитывая факт возрастания скорости неотектонических движений во времени в пределах БРЗ можно считать, что с ростом $|\text{grad } V|_m$ происходило уменьшение вязкости расплавов, а изменение химизма базальтов, возможно, связано с эволюцией очагов по мере их опорожнения или ассимиляцией щелочей из вмещающей среды. Такой вывод представляется более правильным, чем предположение о заглублении магматических очагов (Салтыковский и др., 1981), которому противоречит факт подъема геофизических разделов в литосфере БРЗ в кайнозое. Рассчитано, что астеносферный выступ, ответственный за проявление рифтогенеза в Прибайкалье, примерно $3-6 \cdot 10^6$ лет назад (Зорин и др., 1979) подошел к подошве коры и, следовательно, первичные очаги плиоцен-четвертичных эффузий должны были бы находиться в теле астенолита. В действительности же этого не произошло.

Таким образом, развитие кайнозойского вулканизма во времени шло в строгом соответствии с динамикой развития движений и сопутствующих им процессов. Рост скорости движений, плотности разломов и плотности теплового потока привел к уменьшению, а затем и полному затуханию вулканических эффузий. Температуры поступавших на поверхность расплавов уменьшались, щелочность возрастала, понижалась вязкость. Последние две характеристики являются не только производными динамики недр, а обусловлены также эволюцией магматических очагов по мере развития вулканического процесса. Прекращение вулканизма обусловлено нарушением термостатированности недр на глубинах преимущественного расположения вторичных очагов. Причины нарушения условий термостатирования связаны с непропорциональным ростом $|\text{grad } V|_m$ и N и вулканической активности. Относительная вязкость процесса вулканизма, вероятно, была обусловлена особенностью строения нижних горизонтов литосферы на глубине 80-100 км. По-видимому, здесь в силу каких-то эволюционных причин мантия содержала ограниченное количество легкоплавкой базальтовой компоненты, что собственно и создало условия недостаточной обеспеченности вулканического процесса базальтовым материалом.

Отсутствие морфологической связи между структурами, включающими в себя базальтовые покровы, и рифтогенными формами связано с практически полной последующей переработкой неотектоническими движениями вулканических структур в плиоцен-плейстоцене, хотя в процессе проявления вулканического процесса его структурная обусловленность имела место.

Вулканические процессы проявлялись импульсно, причем максимумы вулканической активности падают на интервалы времени, характеризующиеся минимумом тектонической активности. Это как нельзя лучше согласуется с предположением о термической обусловленности стадий относительного тектонического покоя. Именно эти интервалы времени, пока происходила термическая переработка горизонтальных неоднородностей коры и формирования волноводов, были наиболее благоприятными для длительного существования промежуточных магматических камер. Волноводные слои не являлись родоначальниками базальтовой магмы, но служили удобной промежуточной субстанцией на пути перемещения магматического расплава из низов литосферы на поверхность.

Изучение взаимоотношений кайнозойский вулканизм – неотектоника выполнено только в первом приближении, нуждается в расширении объема числовых характеристик и повышении в конечном итоге надежности полученных выводов. Тем не менее, удалось в какой-то мере избавиться от неопределенности положения вулканизма в общей цепи неотектонических событий в Прибайкалье.