



УДК 550.8

В. А. Ермаков¹, Л. И. Гонтовая², С. Л. Сенюков³

¹ *Институт физики Земли РАН, Москва, 123 995,
e-mail: ertakov.v@gmail.com*

² *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: lesya@emsd.ru*

³ *Камчатский филиал Геофизической службы РАН,
г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: ssl@emsd.ru*

Предварительная модель нового Толбачинского извержения (50 лет ИВиС), полученная по комплексу геолого-геофизических данных

Рассматриваются геолого-структурные, сеймотектонические и сейсмотомаграфические данные, полученные в предшествовавшее время в районах ареального вулканизма Ю-ЮЗ сектора вулкана Плоский Толбачик.

Геолого-структурные особенности района извержения

Вулканы Острый и Плоский Толбачики — не самые крупные вулканы Ключевской группы (далее КГВ), широко известные в связи с недавним длительным извержением ареального типа в 1975–76 годы [2]. Высота Плоского Толбачика¹ 3085 м, а Остро-го Толбачика — 3682 м над уровнем моря (у. м.). Геологическая история вулканов рассмотрена в [7, 8]. Особенность развития сдвоенной пары названных вулканов заключается в том, что в начале голоцена стратовулкан Пл. Толбачик пересекается глубинным разломом (ГРз), вследствие чего его вершина преобразуется во взрывную сомму, открытую на ЮЗ, а вдоль простираения разлома формируются протяжённые увалы лавово-пирокластических образований, вытянутые в СВ направлении почти на 60 км. В образовании ареальных зон по ряду признаков выделяется два периода: ранний голоцен (10–2 тыс. л.) и поздний голоцен (около 2 тыс. л.). Активность ГРз продолжается и в настоящее время. Структурные и вулканологические особенности соотношений ареальных зон и терминального кратера Пл. Толбачика в раннем голоцене таковы, что можно говорить об их аналогии с вулканом Мауна-Лоа на о. Гавайи, на котором терминальное лавовое озеро пересекается протяженными рифтовыми зонами ареальных образований. Второе следствие пересечения ГРз со стратовулканом — это формирование специфического «структурного веера» радиальной трещиноватости на высоких склонах стратовулкана, связанного с его дополнительной и рассредоточенной нагрузкой на ГРз на больших высотах (от 1500 м до 3000 м). Деформации этого сектора вулкана определяются не только ГРз, но и эволюцией самого

стратовулкана, его вулканического канала и периферического очага.

Аналогичная ситуация наблюдается и на двух других подобных объектах КГВ: ныне потухших вулканах — Дальняя и Ближняя Плоские сопки. На этих обоих парных вулканах с позднего плейстоцена и в голоцене произошли коренные изменения типов вулканической активности и состава вулканических продуктов [7, 9]. Взаимное положение названных стратовулканов и их ареальных зон, отражающих выход на поверхность ГРз, показано на врезке к морфоструктурной схеме ЮЮЗ ареальной зоны на рис. 1. Общая протяжённость ГРз около 120 км, он представлен двумя отрезками, которые смещены один относительно другого по широте, однако, пока нет надёжных свидетельств их взаимного сдвига или смещения. Разделяющая эти разломы тектоническая долина р. Студеная является односторонним грабеном с более высоким северным бортом. Эта система главных дизъюнктивных структур КГВ была выделена ранее В. А. Ермаковым [7], но до сих пор плохо изучена. Угол схождения региональных зон в кратере Пл. Толбачика $\approx 150^\circ$. Приблизительно такие же соотношения региональных зон и терминального кратера и на упомянутых Плоских сопках. Геометрия этого пересечения шлако-лавовых увалов и стратовулкана отражает «линии» пересечения конусов широкой плоскостью ГРз, наклоненных под углом $\approx 65\text{--}75^\circ$ к юго-востоку. В сущности, здесь в обоих случаях и на обоих вулканах наблюдается «пластовый треугольник», указывающий на наклонное залегание ГРз. Этот наклон хорошо фиксируется расположением подавляющей части z/c^2 данного района справа, с ЮВ от шва ГРз на поверхности.

¹ Далее Пл. Толбачик.

² z/c — сокращение от «землетрясение»

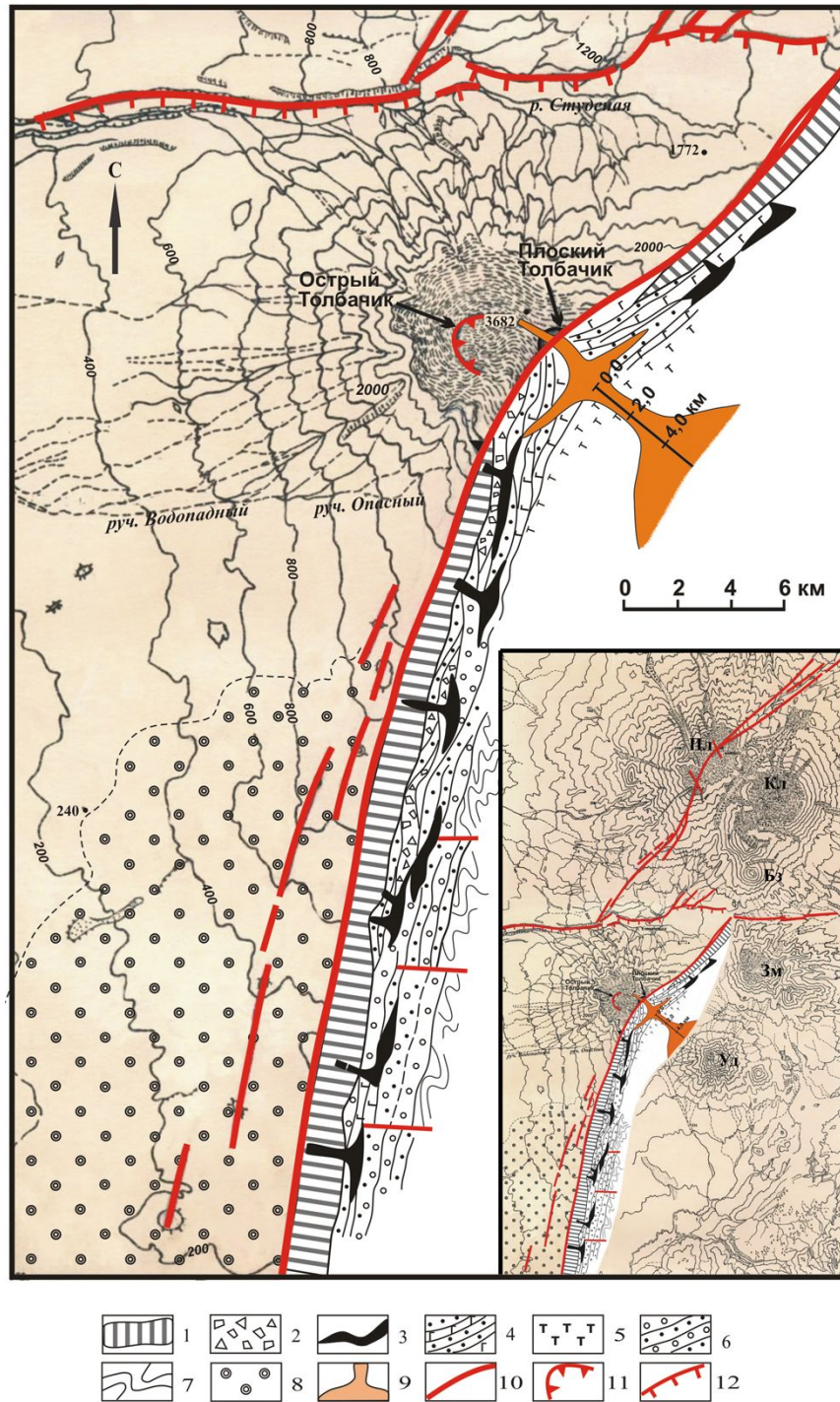


Рис. 1. Морфоструктурная схема ЮЮЗ ареальной зоны Пл. Толбачика с геологическим разрезом в плоскости глубинного разлома. На врезке показаны два отрезка ГРЗ (возможно смещенные), разделенные широтной тектонической долиной р. Студеная — Кл. Тундровый. 1 — слой ареальных вулканитов: чередование лав, туфов, пролювия, взрыво-обвалных отложений (голоцен); 2 — грубообломочные и несортированные отложения коллювия, взрыво-обвалов, пролювия, ледников (плейстоцен); 3 — магматические силлы, дайки, лакколиты существенно базальтового состава; 4 — стратовулканическая толща склонов Пл. Толбачика (поздний плейстоцен); 5 — участки лавового основания (плато? ранний плейстоцен); 6 — поздненеогеновые вулcano-осадочные породы (преимущественно плиоцен); 7 — осадочный комплекс позднего палеогена (по данным КМПВ); 8 — область молодого прогибания (плиоцен-четвертичное время); 9 — магматические очаги Пл. Толбачика; 10 — главный шов глубинного разлома; 11 — взрывная воронка Остр.Толбачика 12 — широтный разлом р. Студеная (сбросо-сдвиг?). Буквами показаны вулканы: Пл — массив Плоских сопок, Кл — Ключевской, Бз — Безымянный, Зм — Зимины сопки, Уд — Большая Удина.

Изучение сейсмичности и механизмов очагов з/с в наиболее активных районах ГРз на площадях БТТИ [2, с.431–435] показало преобладание взбросовых подвижек. Однако, в деталях, ситуация более сложная: взбросовые подвижки наблюдались в восточной части от шва ГРз, т. е. поднялся юго-восточный борт разлома, а его западный борт испытал сдвиговые перемещения. Эта характеристика менялась как во времени, так и в связи с вулканической активностью. После нескольких сильных з/с, но ещё до начала извержения СП, система напряжений переориентировалась почти на 90° . Эта переориентация была характерна лишь для напряжений сжатия, а напряжения растяжения более обширной территории на всех стадиях вулкано-тектонической активности практически не менялись. Преобладающее постоянство ориентации системы растяжений может указывать на постоянство процессов в единой системе ГРз, подверженной расклинивающему действию поднимающейся магмы, а система локальных сжатий отражает менее масштабные локальные процессы в районах очаговых зон [2, с.439–440].

Общие сведения о новом извержении. Особенности петрографического состава

Плоский Толбачик активизировался 27 ноября после 36 лет покоя после Большого трещинного извержения, наблюдавшегося в 1975–1976 гг. Новый прорыв произошёл недалеко от кратера Пл. Толбачика, на высоте около 1800 м над у. м. в виде небольшого шлакового конуса; его деятельность была смешанной, с небольшой долей пирокластик. На образовавшейся прерывистой трещине длиной 5 км преимущественно на её южном окончании начали формироваться эруптивные центры (4–5), из которых изливались потоки базальтов. Высота излива в нижних частях трещины составляет ≈ 1600 м. Лавовые потоки протянулись до 20 км на западном склоне и до 5–6 км на восточном склоне ареальной зоны [4]. Деятельность нижних кратеров-трещин была преимущественно эффузивной. Состав лав от верхнего кратера к нижнему, но также и в течение некоторых интервалов времени заметно меняется в сторону повышения основности, что вероятно связано с неоднородностью магмы в камере, её дифференциацией и неравномерностью в содержании летучих [3].

Отметим некоторые особенности нового прорыва, важные для разработки предварительной модели механизма и очага этого извержения, а именно: 1) извержение имеет низкий коэффициент эксплозивности (по-видимому, $\leq 5\%$); 2) лавы относятся к канатной, веревочной, плоскоглыбовой типам, они движутся быстро и характеризуются преимущественно ламинарным течением; 3) породы лав имеют афировую структуру, иногда её называют также афанитовой. Лавы названного типа довольно жидкие, они имеют низкую вязкость и это их подвижное состояние определяется высоким содержанием растворенных летучих (воды). По данным [20] скорость

течения лавы в истоке, при её выходе из труб туннелей, в начале 2013 г. составляла 2 м/с; содержание воды в лаве превышает 2% по весу, что в 4 раза больше, чем в лавах извержения ЮП 1975–76 гг. Это количество растворенных летучих, тем не менее, не привело к высокой эксплозивной активности; лавы удерживают летучие почти на всём своём протяжении, так что отделение летучих означает остановку движущейся лавы. Таким образом, в истоке этих лав не происходит бурной взрывной деятельности. В связи с этим отметим, что в этой части ареальной зоны, вблизи высоких склонов стратовулкана, нет больших пирокластических конусов.

Афировая структура лав этого извержения характеризуется отсутствием в них заметных порфировых минеральных выделений. Реликты белого таблитчатого плагиоклаза, обломанные или оплавленные, разного размера от долей мм до 2–3 мм составляют менее 1,5% поверхности породы; более крупные таблички плагиоклаза встречаются очень редко. Оливин и пироксен в породе очень мелкие, размером в доли мм, по сути — микролиты; они составляют доли процента от всего объёма породы. Для сравнения отметим, что лавы извержений 1941 г. имеет нормальную порфировую структуру с вкрапленниками оливина и пироксена, но этот поток короткий и вязкий, по типу он напоминает глыбовые или санторинские лавы.

Напомним, что предшествовавший новому извержению, СП 1975 г. характеризовался прямо противоположными свойствами, а лавы ЮП 1975–76 гг. были иными по структуре, — эвпорфировыми, то есть содержали крупные вкрапленники плагиоклаза³. Афировые базальты, однако, были образованы и в процессе извержения СП, в течение финального пароксизма [2, 10] Петрографо-структурные вариации состава лав или их гетероморфизм типичны для пород всей ареальной зоны; они проявляются в некоторых случаях в малом объёме и без изменения химизма пород, но в то же время наблюдаются и в лавах разной щёлочности. Всё это свидетельствует о близкповерхностном происхождении этих вариаций.

Подобные жидкие лавы типичны для многих участков и разрезов плато в других районах КГВ, в ассоциации с преобладающими мегаплагиофировыми лавами. Таковы плато р. Студеной, плато Хапиченское и Удинского дола и другие. В таблице приведён химический состав некоторых афировых пород из ассоциаций с мегаплагиофировыми базальтами и андезитобазальтами. В работах [7, с.149, 10, с.106–109] образование афировых пород связывается с эволюцией порфировых магм, уже содержащих вкрапленники, в условиях неглубоких периферических очагов при растворении магмой воды.

Подобный механизм объясняет и образование афировых пород текущего извержения при эволюции магмы приповерхностного очага Пл. Толбачика

³Мегаплагиофировые лавы.

Состав афировых лав Ключевой группы вулканов.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	53,48	1,50	17,12	8,93	0,15	4,29	7,80	3,98	2,31	н/оп
2	50,49	1,18	17,55	10,65	0,15	5,01	8,65	3,40	1,72	0,50
3	52,69	1,10	18,58	8,71	0,15	4,66	7,74	3,75	2,20	н/оп
4	54,76	1,15	16,44	9,01	0,14	4,26	7,36	3,78	1,90	0,32

1 – афировый андезитобазальт в разрезе Бараньих скал, КГВ, обр. 255в (показана сумма окислов: FeO = 6,22 + Fe₂O₃ = 2,71;

2 – субафировый базальт ареальной зоны из потока рядом с кр. 1941 г., обр. 1228, (FeO = 7,21 + Fe₂O₃ = 3,44);

3 – мегаплагиофировый андезитобазальт Хапиченского плато, КГВ, обр. 212а-63 (FeO = 5,22 + Fe₂O₃ = 3,49);

4 – афировый оливинсодержащий андезитобазальт плато р. Озерная, Камчатка (FeO = 5,41 + Fe₂O₃ = 3,60).

Все афировые породы встречены в ассоциации с мегаплагиофировыми лавами.

в условиях его высокой обводненности и закрытого вулканического канала. Принимая этот механизм, мы определимся 1) в пользу связи извержения с радиальной или пластовой дайкой от главного канала и 2) с глубиной поверхностного очага Пл. Толбачика. Она приблизительно будет соответствовать гипсометрической высоте лавовых изливов (1600–1850 м над у.м.); последняя определяется условием гидростатического подъёма магмы. В главном кратере в этом случае не должно происходить выбросов лапиллей плагиоклаза, как это обычно бывает, но они могут появиться позднее.

Усвоение воды магмой будет способствовать растворению выделившихся кристаллов плагиоклаза и превращению магмы в перегретую относительно условий кристаллизации первичной магмы. При этом температура магмы остаётся прежней, но ликвидус-солидусные температуры выделенных минералов снижаются и минералы быстро растворяются. В данном случае идёт речь о крупных выделениях плагиоклаза, типичных для мегаплагиофировых лав (магм). Возможно, что именно это свойство перегретых магм формирует такую структуру расплава, которая позволяет удерживать летучие в растворенном состоянии. В отличие от вероятных первичных расплавов, эти «вторичные» лавы характеризуются высокой окисленностью ферромагнетика [9].

Сейсмотектоническая активность. Магматические источники (по данным сейсмотографии)

Слабая и рассеянная сейсмическая активность в течение почти 3 месяцев до начала извержения наблюдалась на всём простирании ГРз, что свидетельствует о том, что весь разлом пришел в движение [14]. Эта сейсмичность иллюстрирует две главные особенности распределения з/с: первое — их дискретность и второе — преимущественное положение эпицентров в ЮВ секторах по отношению к ГРз. Вторая особенность, за одним исключением⁴,

⁴ «Захлестывающая» сейсмичность (по другую, СЗ сторону ГРз), наблюдавшаяся только в очаге СП 1975 г., фактически совпадает с очагом магмы этого прорыва, как в плане, так и по глубине и является доказательством сейсмичности магмы, которая разрабатывает свой неглубокий очаг при межслоевом внедрении; в данном случае периферический очаг формировался

была характерна также и для з/с предыдущего извержения 1975–76 гг. [2]; она отражает наклон ГРз к ЮВ и положение з/с в плоскости этого разлома [10, с. 94–95]. Протяжённость сейсмоактивной зоны ГРз около 30 км; глубина з/с на флангах не более 16–18 км. Эта глубина близка к глубине аномальной зоны, выделенной нами по компонентам V_p и V_p/V_s в средней коре [11]; эти данные будут рассмотрены ниже. Наиболее глубокие з/с в период текущего извержения были сосредоточены на удалённых флангах ГРз и не имели магматических отзвонков на поверхности, хотя они произошли после начала извержения. Возможно, что два этих кластера з/с имели компенсационный характер.

Землетрясения, прямо связанные с вулканической активностью в районе Пл. Толбачика, — мелкофокусные ($\leq 6-7$ км), низкого энергетического класса и располагаются под стратовулканом, его кратером или вблизи от него на уровне склонов; они имеют вулкано-тектоническую природу. Большая группа слабых з/с непосредственно проявляет контуры выводного канала Пл. Толбачика, сформированного на пересечении ГРз и поперечной трещины (рис. 2). Поперечник и ориентация канала, по-видимому, близки к аналогичным параметрам питкратера⁵ на вершине вулкана.

На схеме сейсмичности, начиная с 26 ноября 2012 г. и до начала извержения, чётко выделены два компактных кластера з/с, очевидно, связанных с магматической активностью: на уровнях (по глубине) 2–4 км и 0 — ± 1 км, что, с учётом высоты Пл. Толбачика, составляет 6 и 3 км под его вершиной. Также хорошо просматривается наклонная зона «проработки» канала между нижним и верхним названными кластерами з/с. Более глубокий кластер (~ 6 км ниже у.м.) в ЮЗ части ГРз оказывается смещённым на восток, к руслу р. Толуд, по-видимому, в связи с наклоном канала.

в структуре смежного опущенного блока. Особенности такого рода дайковых внедрений наблюдались и детально изучены на гавайских вулканах, где сейсмическая активность фиксируется более чем 40 станциями.

⁵ Питкратер — провальный кратер (по В. И. Влодавцу). Такие кратеры связаны обычно с газовыми извержениями, обусловленными присутствием больших количеств воды в магме.

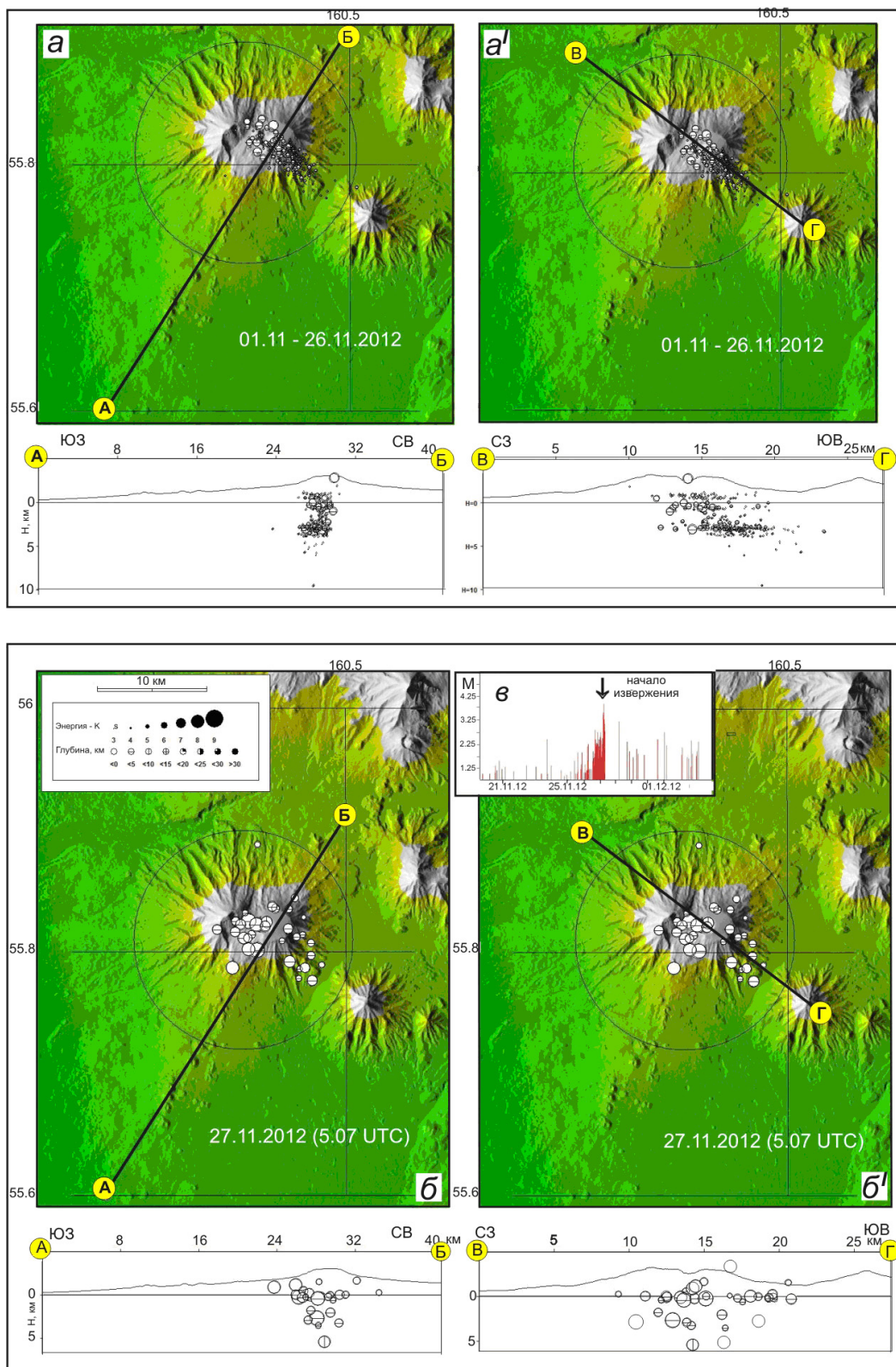


Рис. 2. Сейсмичность района извержения 50 лет ИВиС в период с 1 по 27 ноября 2012 г. На рис. 2а' на поперечном профиле распределение з/с показывает наклон эруптивного канала, а латеральная вытянутость гипоцентров з/с на всех рисунках отражает одновременное межслоевое магматическое расклинивание. На врезке в показано резкое увеличение локальной магнитуды з/с перед боковым прорывом 27 ноября.

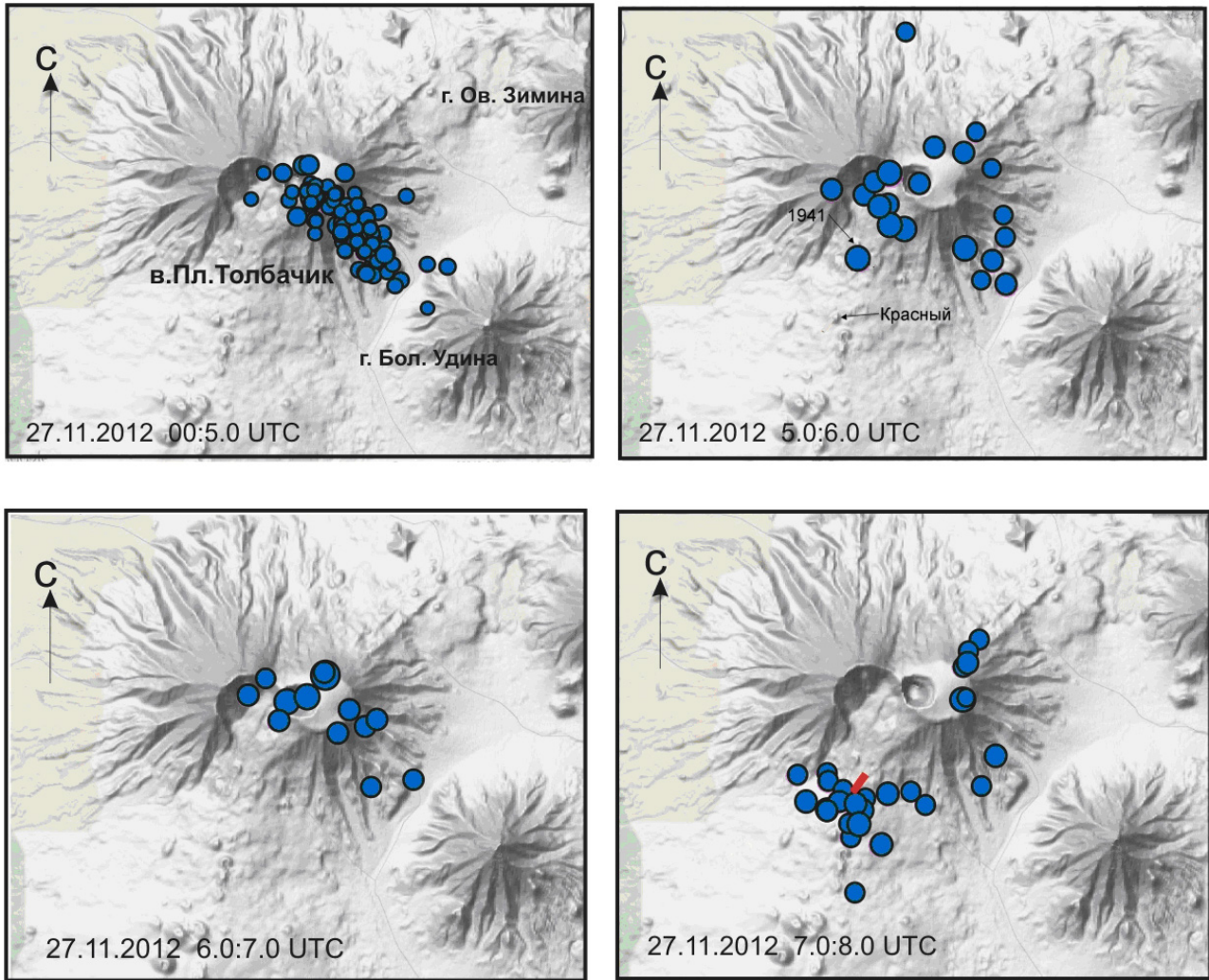


Рис. 3. Карты эпицентров, иллюстрирующие почасовую сейсмичность перед началом извержения. Красным показано место излияния лавового потока.

На рис. 3 показана почасовая сейсмическая активность в теле стратовулкана, зарегистрированная 27 ноября 2012 г. за период, когда сформировалась трещина бокового извержения. В интервале времени 5–8 часов наблюдалось возникновение группы окаймляющих конус эпицентров на абсолютных высотах до 2–2,5 км (выше у.м.); в этом интервале, от 0 до 5 час и в период 6–7 час эпицентры были сосредоточены в пространстве самого выводного канала. Небольшое количество з/с соответствовало трещине-барранкосу между Остр. и Пл. Толбачиками. Наблюдаемая последовательность з/с в связи с вулканической активностью позволяет смоделировать и сам процесс начала извержения. 27 ноября в 05:07 мин UTC были диагностированы первые признаки извержения в виде увеличения локальной магнитуды; затем, после новой проработки канала, в интервале 07–08,00 часов, т.е. примерно через три часа — мощное дрожание и излияние лавового потока на высотах около 1600 м (рис. 2, 3). Оба проявления магмы на поверхности соответствовали периодам формирования окаймленной сейсмичности.

Остаётся неясным, почему канал имел на поверхности вертикально-трещинную а не пластовую форму. Возможно, что оба типа трещин формировались одновременно. Таким образом, по картине сейсмичности можно сделать вывод, что сначала прорабатывался вулканический канал, а затем или параллельно с этим процессом происходило свободное пополнение верхних камер в теле вулкана при межслоевых внедрениях магмы. Окаймленная сейсмичность в промежутке между 7 и 8 часами 27 ноября, захватившая низкие склоны и СВ сектор ареальной зоны (рис. 3), была более масштабной, чем предыдущая. Это указывает на возрастающее давление магмы при её внедрении в систему периферических камер, расширение области межслоевых внедрений. Разрыв во времени между формированием верхнего шлакового конуса и нижних излияний магмы составляет около трёх часов. Все элементы этого извержения показывают его тесную связь с активностью вулканического канала Пл. Толбачика.

Важным обстоятельством является то, что сейсмичность, последовавшая после активизации канала

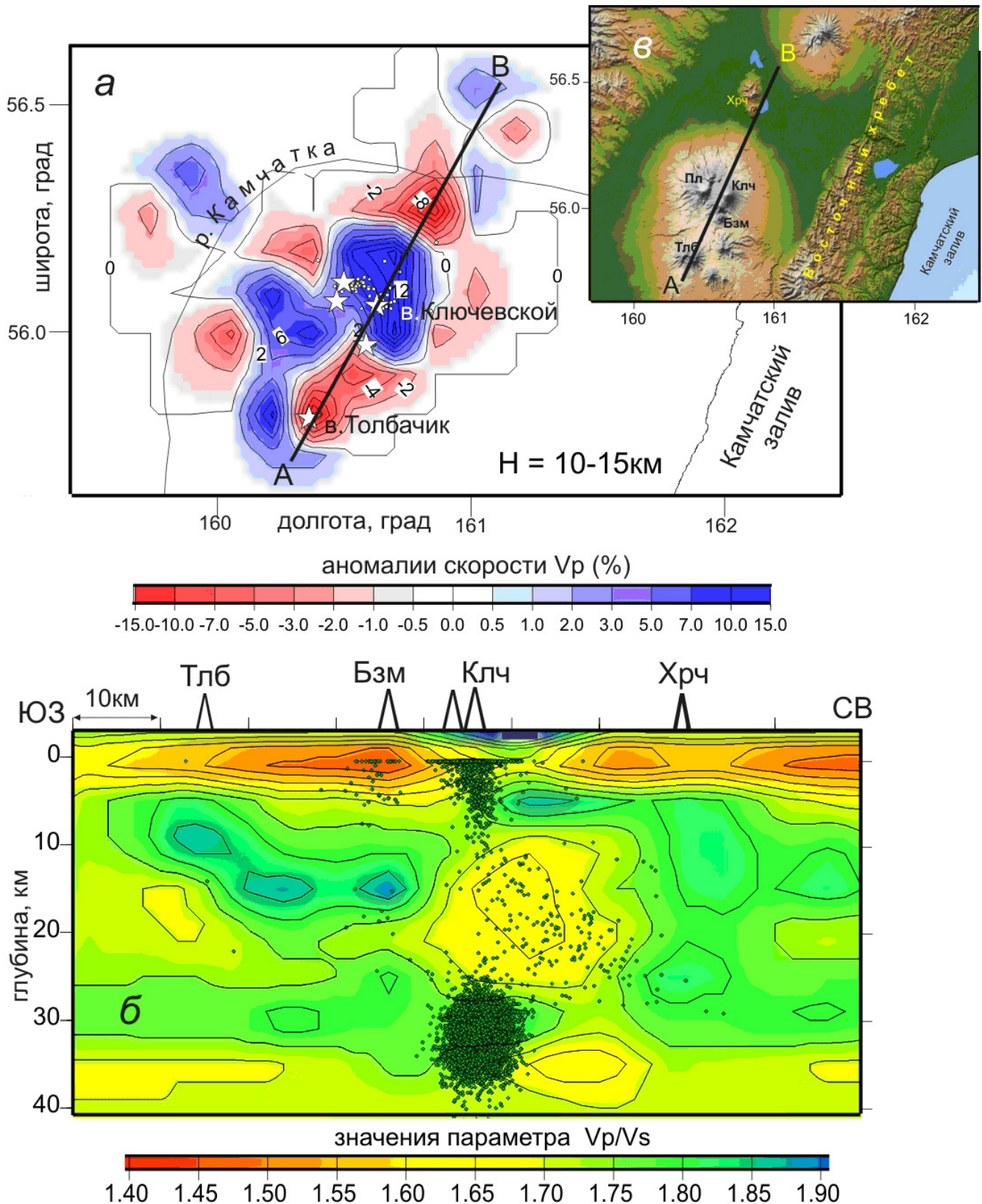


Рис. 4. Распределение скоростных аномалий в земной коре, отражающих вероятное местоположение очагов магмы в районе КГВ (включая вулкан Пл. Толбачик) по данным локальной сейсмотомографии. *a* (плановый снимок) – карта аномалий скорости V_p для слоя ЗК 10–15 км, линия АБ соответствует условному положению ГРз; *б* – вертикальное сечение скоростной модели земной коры в плоскости ГРз; врезка в верхнем рисунке (*в*) показывает местоположение профиля. На плановом снимке (вверху) синим и красным цветом показаны значения повышенной и пониженной скорости продольных волн V_p (см.шкалу). Звездочки – вулканы.

ла, была локализована вокруг конуса на уровне шлаковых конусов «структурного веера». Подобное распределение z/c для краткости можно назвать «окаймленной сейсмикой». В конусе в этот период формировалась или была реанимирована уже существовавшая приповерхностная камера. Глубина верхней магматической камеры (её кромки) составляет не более 1850 м над у.м. Она может иметь форму силла, переходящего в лакколит, с мощностью от нескольких сот до 500–700 м. Заметим, что геодезическими методами [17] был зафиксирован подъём и последующее опускание части конуса как раз на этих уровнях внедрения. Таким образом, вулканический конус может испытывать небольшое поднятие, которое после охлаждения магматического материала или его излияния на поверхность сместится опусканием.

Рассмотрим коротко данные сейсмической томографии, позволяющие высказать некоторые предположения о залегании магмы в данном районе. Объёмные скоростные модели под КГВ были получены по единой методике с использованием вулканотектонических и региональных землетрясений, зарегистрированных сетью станций КФ ГС РАН. Первые позволили разработать модель земной коры под КГВ с разрешением $10 \times 10 \times 5$ км, вторые — модель земной коры и верхней мантии с разрешением $30 \times 30 \times 20$ км до глубины ~ 200 км; здесь, для краткости, мы рассмотрим лишь отдельные фрагменты первой модели. Общие вопросы взаимосвязи магматических источников КГВ и модель магматической системы обсуждались в недавних работах [11, 12]. На рис. 4 приведено горизонтальное сечение (слой) объёмной скоростной модели земной коры под КГВ, соответствующее глубине 10–15 км, в аномалиях скорости продольных волн (V_p) и вертикальный разрез — в значениях параметра V_p/V_s , часто используемого для реконструкции магматических очагов. Из схемы скоростных аномалий, приведенной на рис. 4а, следует особенность, которая заключается в расположении участков относительно пониженных значений скорости V_p (до 12%) и, параллельно им, участков с повышенными их значениями, достигающими величин 7,2 км/с по сравнению с фоновыми $V_p = 6,6 - 6,8$ км/с. Участки пониженной скорости относятся в основном к районам периферии вулканического нагорья со слабым вулканизмом или без него. Исключением является как раз аномалия под Пл. Толбачиком, или точнее, между ним и вулканом Безымянным. А участки повышенной скорости занимают центральную часть структуры, которая соответствует наиболее активному вулканическому району. Мы показали [11, 12], что развитие подобных антиподальных объёмов коры, вероятно, связано с развитием магматического процесса, когда магма, продвигаясь вверх по сложной системе встречных конических и кольцевых линеаментов, преобразует вмещающую среду в связи с развитием в ней процессов керамизации, ассимиляции и ба-

зификации. Параллельное развитие тех и других преобразований указывает на быстроту геологических процессов, которые возможно на порядки превосходят те сроки, которые мы традиционно оцениваем в миллионы лет. На горизонтальном сечении хорошо видно совпадение кратера Пл. Толбачика с аномальным телом (очагом магмы?). Согласно приведённым выше данным, следует, что на глубинах 8–10 км может располагаться либо апикальная часть мощного глубокого источника магмы (состава шошонитов), либо самостоятельный очаг. Более уверенные выводы о соотношениях глубоких источников магмы в средней части коры можно сделать по данным о поведении параметра V_p/V_s (рис. 4б). Вся ЮЗ часть разреза в слое средней коры, на глубине между 8 и 18 км, характеризуется повышенными значениями параметра V_p/V_s (до 1,8–1,9), что, скорее всего, обусловлено высокой степенью насыщения среды расплавами и флюидами. По направлению от перевала Плотина, в центре КГВ, к Пл. Толбачику эта группа аномалий ступенеобразно поднимается в верхнюю кору к району вулкана Пл. Толбачик, где располагается на глубине ~ 10 км (в центральной части аномалии). Величина аномалии скорости в этом районе, как следует из рис. 4а, имеет максимальное значение под Пл. Толбачиком; далее на СВ, под ареальной зоной, простирающейся в сторону вулканов Безымянный и Зимина сопка, она несколько меньше. Глубины удалённых участков той же аномалии под СВ ареальной зоной — 14–15 км (центр аномалии). Изложенные результаты сейсмотомографии, к сожалению, характеризуют лишь СВ участок ГРз, который в позднем голоцене не проявил заметной вулканической активности. Расположение сейсмических станций не позволило просветить кору в наиболее интересной для нас ЮЮЗ части ГРз, где процессы вулканизма наиболее активны.

Полученные данные позволяют предположить наличие глубинного источника для зон ареального вулканизма в изученном районе на глубинах от 8 до 15 км. Эти глубины в некоторых случаях фиксируют границу осадочного чехла и консолидированного фундамент, что, в свою очередь, даёт нам основание думать о вероятной связи ареальных базальтов повышенной щёлочности (шошонитов) с процессами ассимиляции, которые на этом уровне могут приводить к обогащению расплавов калием. Упомянутая аномальная зона, содержащая магму, возможно и является источником движений или корнями выделенного ГРз

Модель магматической системы

В. Ф. Попков [16] первым отметил диагональную вытянутость терминального кратера, что подтвердилось в последующих точных топографических картах⁶. По данным [2] кратер ориентирован в СЗ направлении, однако по сравнению с формой, наблю-

⁶ На нашей схеме (рис. 1) показана ориентировка озера воды, но не кратера (на 1977 г.)

давшейся в 1936 г., он сильно расширился и углубился. По состоянию на 1974–77 гг. глубина кратера составляла 474–404 м, его поперечник 1615x1220 м. Наиболее существенные изменения произошли в связи с извержением 1975–76 гг. Объем обрушившихся стенок питкратера составил $\approx 0,33 \text{ км}^3$, в том числе твёрдого льда⁷ $0,06 \text{ км}^3$. Эти важные наблюдения указывают на источники заражения и ассимиляции магмой пород вулканического канала и воды. Поскольку неглубокие залежи силлов и лакколитов в постройке вулканического конуса, как можно оценить по их однократной сейсмической активности, по-видимому, не являются долгоживущими, можно думать, что процессы ассимиляции воды происходят либо на уровне очага с центром на уровне моря (0,00 км) либо ещё более глубокого и постоянного очага на 3–4 км ниже у.м.

Учитывая наши выводы о простирации ГРз, заключаем, что канал Пл. Толбачика реализован на пересечении ГРз и поперечной к нему трещины, направленной к перевалу с Остр. Толбачиком; длина этого СЗ поперечника составляет около 1650 м. Эти две составляющие и определяют форму канала. Можно предположить, что канал ниже поверхности питкратера имеет форму перевернутого эллипсоидного усеченного конуса. Усеченность обусловлена сопряжением сужающегося канала с расположенным ниже периферическим очагом, который вероятно имеет форму лакколита максимально вытянутого в направлении ГРз. Если исходить из того, что магма в подобный очаг поднимается силами гидростатики, то косвенным указанием на уровень гидростатического подъема являются абсолютные высоты наиболее высоко расположенных ареальных центров группы структурного веера, но более надёжно, — уровни лавовых изливов. Они составляют 1600–1800 м над у.м.; положение апикальной части очага может находиться немного выше этого уровня. Общая схема соотношений магматических очагов разного уровня под влк. Пл. Толбачик приведена на рис. 1, где демонстрируется поперечное сечение системы очагов и выводного канала. Между этими двумя уровнями могут возникать несколько короткоживущих магматических источников типа силлов. В продольном сечении ГРз, в ареальной зоне очага сообщаются с поверхностью по системе продольных даек мощностью 2–3, не более 5–7 м (рис. 1).

Названные выше высоты показывают, что верхний очаг находится в теле вулкана, что подтверждается большим количеством и палеогеологических данных [23]. В. А. Ермаков наблюдал подобный очаг в виде закристаллизованной интрузии на раннеплейстоценовом вулкане Кунчокла (Николка), расположенном к ЮЗ от Толбачика; здесь магма также представлена мегаплагиофировыми базальтами [6]. Верхний очаг Пл. Толбачика, вероятно, пополняется

и обновляется при усилении магматической активности ГРз и в этом случае формирует межпластовые или радиальные инъекции с прорывом магм в зоны наиболее активных тектонических деформаций. Формирование силловых залежей обуславливает вертикальные деформации стратовулкана.

Первые сейсмические признаки подъема магмы под Пл. Толбачиком проявились на глубинах уровня моря (около 0,0–0,5 км) и более значимо, — на глубинах от 3 до 6 км, что даёт основания для выделения на этих глубинах второй силлоподобной камеры и более глубокого периферического очага (с центром 3–4 км). Процесс быстрого подъема сейсмичности измерялся сутками или часами, что вероятно связано с продвижением магмы в более высокую магматическую камеру. Полученные нами данные довольно близки к недавним оценкам глубин двух магматических очагов Пл. Толбачика, полученным расчетным путём с использованием сейсмических и геодезических данных: глубина верхнего очага (его кровли) составляет 2 км под вершинной кальдерой, т. е. примерно на 1 км над у.м. (у нас два уровня — 1,6 и 0,0–0,5 км), а второго, более глубокого (его центра) — 4 км [22].

Данные сейсмической томографии показывают аномалию скорости V_p под Пл. Толбачиком на глубине около 10–15 км с углублением в направлении Зиминских сопок и к в. Безымянному. Эта оценка соответствует простирацию СВ ветви ГРз, секущего стратовулкан. ЮЮЗ ветвь того же разлома к сожалению не просвечена сейсмическими лучами. Глубинная область магматического питания ареальных зон по-видимому располагается на глубинах средней коры.

Выделенные нами неглубокие магматические очаги под Пл. Толбачиком оказываются сейсмоактивными, что как будто противоречит теории. Однако будем иметь в виду, что речь идёт здесь о з/с низкого энергетического класса. Эту проблему для изучаемого региона наиболее полно рассматривал П. И. Токарев [18], позднее В. А. Зобин [13]. При накоплении магмы в очаге и формировании в нём избыточного давления «...при достижении предела прочности пород в верхней части выводного канала в конусе вулкана и лавовой пробке начинается частичное разрушение и возникают з/с. По мере роста давления объём деформируемой области увеличивается, частота и энергия з/с постепенно возрастают и наступает такой момент, когда лавовая пробка полностью разрушается и происходит большой взрыв..» [18, с. 77]. В этом описании накопление энергии связано с эволюцией самой магмы, её газотделением, кипением и кристаллизацией. В данном случае, на Пл. Толбачике не было взрыва, возможно, в связи с тем, что гидростатическое давление было низким и напор магмы невелик. Поэтому не следует ожидать большого извержения и его длительной активности. Магма при разработке новых полостей порождает, по-видимому, и собственные напряже-

⁷ На нашей схеме (рис. 1) показана ориентировка озера воды, но не кратера (на 1977 г.).

ния во вмещающих породах, так что при определенном стечении обстоятельств область сейсмической активности совпадает с областью залегания магмы. В ранее возникшем мощном извержении СП 1975 г. его периферический очаг полностью совпадал с областью сейсмической активности, при этом з/с фиксировали отдельные стадии эволюции очага. [2, 10].

Список литературы

1. Балеста С. Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 135 с.
2. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975–1976 гг. М.: Наука, 1984. 683 с.
3. Вольнец А. О., Мельников Д. В. Реконструкция периода начала ТТИ-50 по петрологическим и спутниковым данным // тез. докл. ежегодной конференции. Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский, 2013. С. 13.
4. Гирина О. А., Мельников Д. В., Маневич А. Г., Нуждаев А. А. Спутниковый мониторинг ТТИ-50 в 2012–2013 гг. // тез. докл. ежегодной конференции. Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский, 2013. С. 16.
5. Ермаков В. А. Мегаплагмофиновые лавы Камчатки — вероятный аналог анортозитовых пород // Известия АН СССР, сер. геол. 1971. № 10. С. 56–72
6. Ермаков В. А., Петров В. И., Гусакова Н. Р. Находка габбро-анортозитов в эффузивном залегании на Камчатке // Известия АН СССР, сер. геол., 1975. № 11. С. 59–63.
7. Ермаков В. А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 225 с.
8. Ермаков В. А. Петрология и происхождение базальтов региональной зоны шлаковых конусов Толбачинского дола // Петрологические исследования базитов островных дуг. Москва, ИФЗ АН СССР, 1978. С. 3–69.
9. Ермаков В. А., Печерский Д. М., Шаронова З. В. Петромагнитная характеристика четвертичных вулканических пород Центральной Камчатки // Физика Земли, 1982, № 2. С. 76–83.
10. Ермаков В. А., Ермаков А. В. Геолого-петрологические модели извержения 1975–76 гг на Толбачинском долу (Ключевская группа вулканов) // Геофизические исследования. Москва, 2006. Вып 5. С. 53–115.
11. Ермаков В. А., Гонтовая Л. И. Тектоно-магматические процессы на активной континентальной окраине (по данным сейсмической томографии). Современное состояние наук о Земле. Москва 1–4 февраля 2011 г. С. 625–630.
12. Ермаков В. А., Гонтовая Л. И. Геологические модели строения земной коры и развития вулканического процесса на Камчатке, полученные по комплексу геофизических данных // 40-я сессия Междунар. семинара им. Успенского Д. Г.. Москва: 28 января–1 февраля 2013 г. С. 40–45.
13. Зобин В. М. Механизм и динамические параметры очагов вулканических землетрясений, предвещающих БТТИ 1975 г. // Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–76 гг. М.: Наука, 1978. С. 171–181.
14. Кугаенко Ю. А., Салтыков В. А., Воропаев П. В. Особенности сейсмичности Толбачинской вулканической зоны и сейсмическая активизация перед ТТИ-50 2012–2013 гг. // тез. докл. ежегодной конференции. Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский, 2013. С. 30.
15. Пийп Б. И. Ключевская сопка и её извержения в 1944–45 гг. и в прошлом. Тр. Лабор. Вулканологии, 1956. Вып. 11. 308 с.
16. Попков В. Ф. Вулканическая деятельность Плоского Толбачика в 1940 г. Бюлл. Вулканолог. ст., 1946. № 12. С. 54–64.
17. Титков Н. Н., Магуськин М. А. Деформации земной поверхности по измерениям 1975–2011 гг. в районе СП БТТИ. Деформации сопровождающие ТТИ-50 2012 г. по предварительным результатам непрерывных наблюдений на пунктах GPS сети в районе КГВ // тез. докл. ежегодной конференции. Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский, 2013. С. 41.
18. Токарев П. И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М.: Наука, 1966. 120 с.
19. Хубуная С. А., Гонтовая Л. И., Соболев А. В. и др. Магматические очаги под Ключевской группой вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2007. № 2. С. 32–54.
20. Фирстов П. П., Белоусов А. Б., Махмудов Е. Р. и др. Оценка количества эксплозивного газа, выделившегося во время ТТИ-50 в январе-феврале 2013 г. // тез. докл. ежегодной конференции. Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский, 2013. С. 41.
21. Федотов С. А., Жаринов Н. А., Гонтовая Л. И. Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об её извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3–35.
22. Федотов С. А., Уткин И. С., Уткина Л. И. Периферический магматический очаг базальтового вулкана Плоский Толбачик, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2011. № 6. С. 3–20.