

Активные разломы Восточного вулканического фронта: параметры, возможные механизмы образования

А.И. Кожурин¹, Е.А. Зеленин²

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, e-mail: anivko@yandex.ru*

²*Геологический институт РАН, Москва, 119017; e-mail: egorzelenin@mail.ru*

Выполнено детальное картирование и изучение сбросовых разломов на плато Широком – наиболее представительном участке осевой зоны активных разломов Восточного вулканического фронта. Разломы представлены сбросами, образующими телескопированный грабен глубиной около 65 м. На основе выявленных параметров сбросов определены величина горизонтального растяжения, которое привело к образованию грабена, и средняя скорость растяжения за последние ~ 40 тыс. лет ($4,0 \pm 1,2$ мм в год). По структурным данным, мощность нарушенного разломами хрупкого слоя под плато Широком очень мала (не более 3 км) по сравнению с районами вне вулканической зоны. Это позволяет считать разломообразование в Восточном вулканическом фронте результатом разрыва утоненной хрупкой коры при общем направленном к океану растяжении Центральной Камчатки.

Растяжение Центральной Камчатки распределено между Восточно-Камчатской зоной сбросов, разделяющей Центральную Камчатскую депрессию и поднятие Восточных хребтов, и зоной сбросовых разрывов в осевой части Восточного вулканического фронта. Вторая зона может быть определена как вулканотектоническая. Сбросы образуют сочетания типа "грабен-в-грабене" (телескопированные грабены) [4, 8, 5, 6]. В.А. Леглер и Л.М. Парфенов [4] назвали зону в целом Вулканическим раздвигом, предполагая, что она сформировалась за счет расклинивающего действия поднимающейся к земной поверхности магмы. Флоренский И.В. и Трифонов В.Г. [8] интерпретировали зону как канал поступления магмы в верхние части земной коры и на земную поверхность. Представления о структуре этой зоны и ее параметрах (основной среди них – средняя скорость движений) основывались на скудном фактическом материале. Для восполнения этого пробела выполнено детальное дешифрирование зоны разрывов вулканического пояса и детально изучены разрывы на плато Широком. Для картирования использовались космические снимки КН-9 Hexagon (Геологическая служба США) с разрешением примерно 5 м на пиксел и аэрофотоснимки разных масштабов и времени съемки. Для определения углов падения разломов и величин вертикальных смещений использовалась цифровая модель рельефа, построенная по аэрофотоснимкам с использованием ПО Agisoft Photoscan (плановая точность примерно 2 м). Углы падения разломов определялись «методом пластовых треугольников» – по величине искривления в плане линии разлома при пересечении им положительных и отрицательных форм рельефа. Плоскость одного из разломов была вскрыта канавой.

Всего на плато выделено порядка пятнадцати основных разрывов с высотами уступов в первые метры и выше (рис. 1). На плато существует множество мелких разрывов, которые даже при разрешающей способности созданной цифровой модели рельефа на поперечных профилях через плато не улавливаются. Такие разрывы в оценке суммы вертикальных смещений деформаций поверхности плато не учитывались.

Значения высот разломных уступов, то есть вертикальных компонент накопленных смещений по разрывам, измеренные по детальной цифровой модели рельефа плато, варьируют от первых м до 40 м. Сумма вертикальных смещений по всем

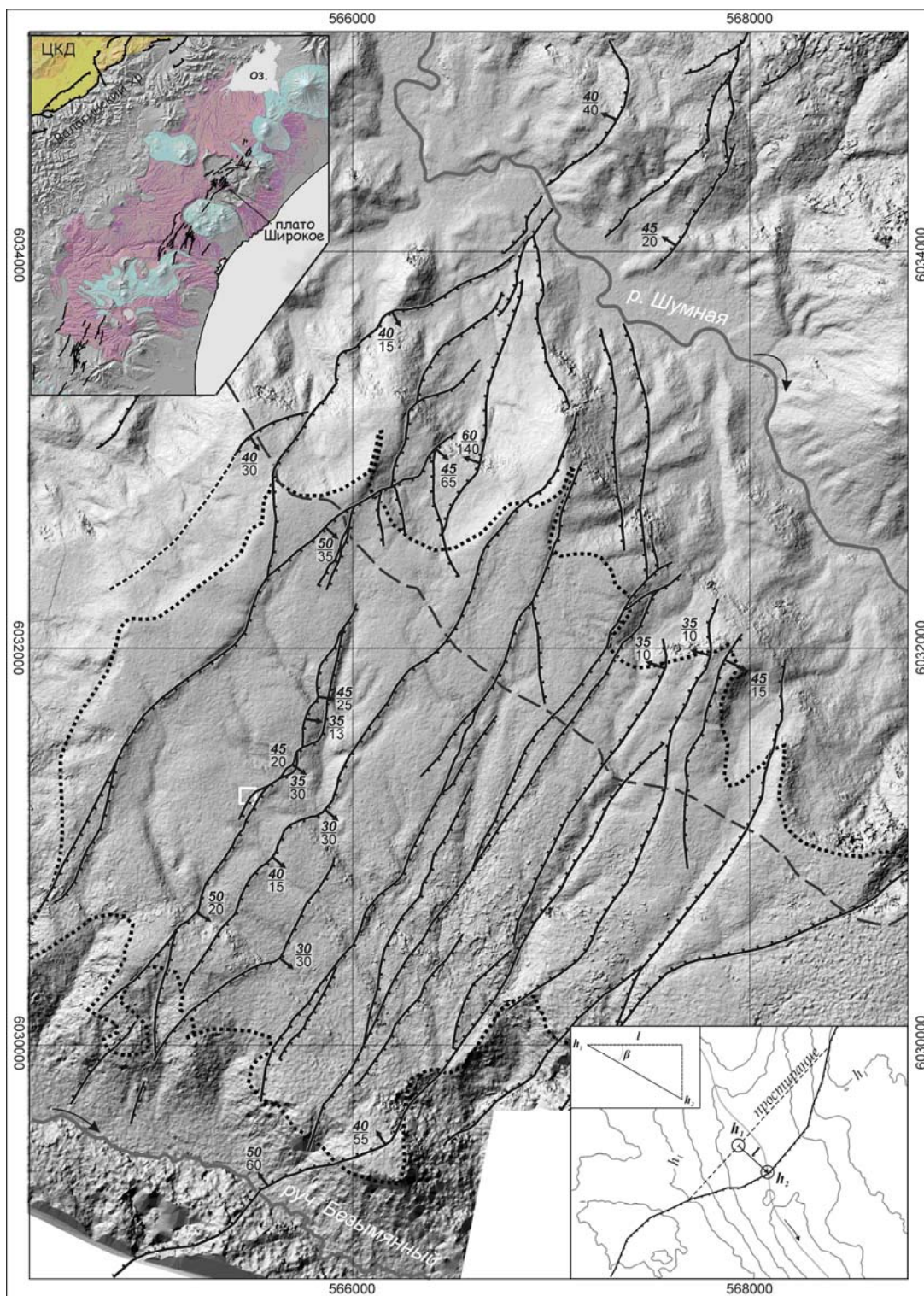


Рис. 1. Разломы плато Широкое. Основа – теневой рельефа по цифровой модели (плановая точность – 2 м). Точечная жирная линия – контур (край) плато. Черные линия – разломы (бергштрихи на опущенном крыле). Линии А и Б – топографические профили (рис. 2). Черные стрелки показывают направление падения разломов, цифры – угол падения (вверху) и интервал глубин, для которого он определен (внизу, м). На врезке вверху - положение плато Широкое в Восточном вулканическом фронте (малиновый цвет - плейстоценовые игнимбриты неразделенные, голубой - голоценовые вулканические образования [1]. ЦКД - Центральная Камчатская депрессия. На врезке внизу – схема определения угла падения и простирания разлома (β - угол падения разлома).

разрывам на профиле составляют 147 ± 7 м (рис. 2). Глубина образованного сбросами грабена на линии профиля – 60-65 м.

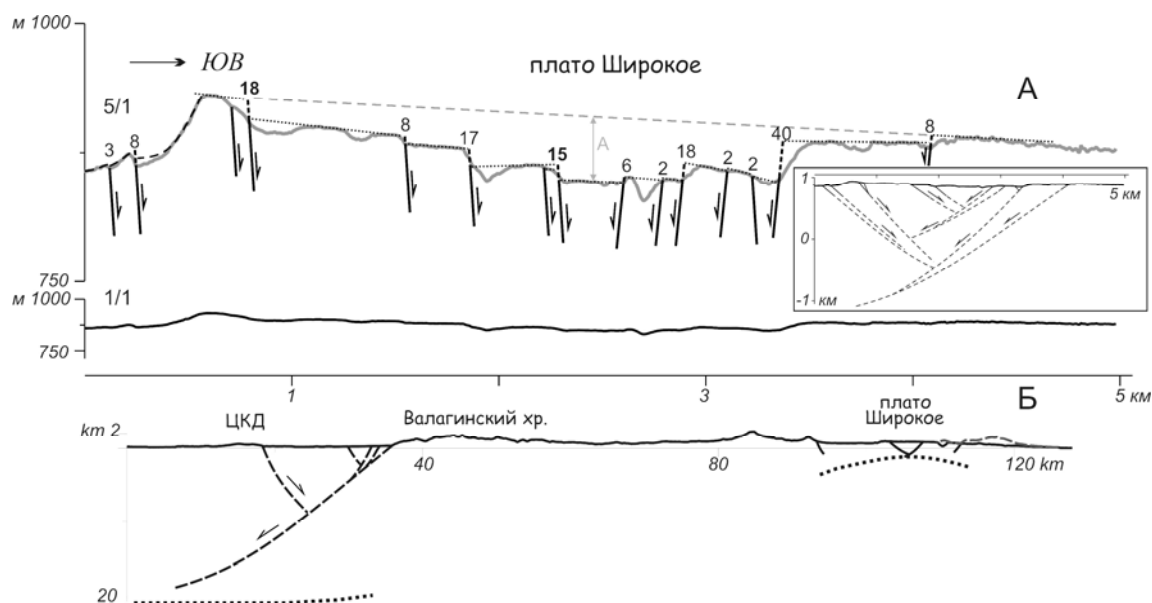


Рис. 2. А – гипсометрический профиль через плато Широкое. Цифры – вертикальное смещение (м), точечные линии – реконструкция поверхности плато до деформации. На врезке – принципиальный структурный профиль через плато. Б – структурный профиль через восточную часть Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) и Восточный вулканический фронт. Точечная жирная линия – предполагаемое положение основания хрупкого слоя коры.

Точная оценка величины растяжения, реализованного в образовании этого грабена, требует знания величин углов падения всех показанных на профиле разрывов. В нижней части неглубокой канавы, пройденной через один из небольших сбросов, падение плоскости разрыва составляет примерно 60° . Это значение следует принимать как максимальное, так как сохранившийся фрагмент плоскости сопровождается (в опущенном крыле) антитетическим сбросом и зиянием. Гораздо меньшие углы наклона выявлены по отклонениям линий разрывов при пересечении ими неровностей рельефа (см. рис. 1). По 16-ти измерениям угол падения разрывов плато составляет $40^\circ (\pm 8^\circ)$. При таком угле и при сумме вертикальных компонент в 147 ± 7 м сумма горизонтальных компонент, то есть величина растяжения в грабене, составляет 175 ± 50 м. Это значение – минимальное, так как не учитывает эффект мелких малоамплитудных разрывов (вертикальное смещение меньше 1 м) и трещин растяжения.

Абсолютное Ar–Ar датирование игнибитов под поверхностью плато Широком дало довольно древний возраст в 278 ± 17 тыс. лет [7]. Ранее возраст последних кальдерообразующих извержений, при которых появилась кальдера, был определен как близкий к 39600 ± 1000 тыс. лет [5]. Калиброванное значение этой даты – $43\,603 \pm 1676$ лет. Учитывая слабую эрозионную расчлененность поверхности плато, мы склоняемся к тому, что ее нижним возрастным пределом следует считать позднеплейстоценовую дату. Соотнесение величины накопленного растяжения с принятым возрастом плато дает значение средней скорости поперечного грабену растяжения $4,0 \pm 1,2$ мм/уг. Это значение следует считать минимальным, так как возраст деформаций мог быть меньше 43 тысяч лет.

Ширина грабена на поверхности плато составляет примерно 4 км, что означает и небольшую мощность деформированного разрывами горизонта земной коры. При

полученном среднем угле падения разломов ($40 \pm 8^\circ$), крайние восточный и западный разломы грабена пересекутся не глубже 2,5 км под поверхностью плато (см. рис. 2). Эта величина показывает мощность верхнего хрупкого слоя земной коры под плато. Судя по распределению коровых землетрясений в Центральной Камчатке [2], хрупкий слой в стороне от вулканического пояса, под Центральной Камчатской депрессией, имеет мощность порядка 20-25 км (см. рис. 2 Б). Таким образом, можно говорить о наличии своего рода "шейки" в хрупком слое под вулканическим поясом, появление которой связано, вероятнее всего, с повышенным тепловым потоком и подъемом изотермы перехода между хрупко- и пластично деформирующимися слоями земной коры.

Центральная Камчатка испытывает направленное к океану растяжение [3], проявленное, прежде всего, в существовании Центральной Камчатской депрессии. Структуры, подобной ЦКД, на Южной Камчатке нет, а сбросовые разломы в ее вулканической зоне исчисляются единицами. Из этого следует, что растяжение Центральной Камчатки представляет существенное условие для появления разломов в Восточном вулканическом фронте. Вероятный механизм – разрыв утоненной части хрупкого слоя земной коры в условиях общего растяжения. Такой механизм обеспечивает пространственное совмещение тектонических деформаций и проявлений вулканизма.

Список литературы

1. ГИС "Голоценовый вулканизм Камчатки", Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, (<http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/geoservices/hvolc.php?lang=ru>)
2. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И., Леонов В.Л., Чебров В.Н. Мелкофокусные землетрясения п-ова Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 28-38.
3. Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника юга Центральной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. Вып. 12. № 2. С. 10-27.
4. Леглер В.А., Парфенов Л.М. Системы разломов островных дуг. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. С. 134-156.
5. Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М: Наука, 1989. 104с.
6. Леонов В.Л., Гриб, Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
7. Флоренский И.В. К вопросу о возрасте кальдер Узон и Крашенинникова // Вулканология и сейсмология. 1984. № 1. С. 102-106
8. Флоренский П.В., Трифонов В.Г. Новейшая тектоника и вулканизм Восточной вулканической зоны Камчатки // Геотектоника. 1985. № 4. С. 78-87.
9. Bindeman, I.N., Leonov, V.L., Izbekov, P.E. et al. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar–Ar and U–Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2010. Vol. 189. P. 57-80.