

УДК 523.42-834

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РИФТОВЫХ ОБЛАСТЕЙ ВЕНЕРЫ

© 2019 г. Е. Н. Гусева^а, *, М. А. Иванов^а

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

*e-mail: guseva-evgeniya@yandex.ru

Поступила в редакцию 29.01.2019 г.

После доработки 25.02.2019 г.

Принята к публикации 25.02.2019 г.

Изучены топографические и морфометрические характеристики рифтовых зон и поясов грабенов на Венере. Рифтовые долины Венеры распространяются из вершин крупных сводово-купольных возвышенностей (сводов) областей Атла и Бета, а от их подножий в стороны протягиваются пояса грабенов, которые соединяют эти своды. В местах, где рифтовые долины пересекают своды, глубина рифтов коррелирует с высотами сводов, а морфометрические характеристики рифтовых долин контролируются высотой свода. В области Бета ширина северного рифта коррелирует с высотой родительского свода и отражает степень раскрытия рифта по мере увеличения свода, что, возможно, свидетельствует о продолжающемся рифтогенезе. В области Атла для юго-восточного рифта выявлен тренд уменьшения глубины рифта по мере увеличения его ширины, что, вероятно, связано с разветвлением рифтовой долины и разделением ее на отдельные более мелкие грабены. Отсутствие в поясах грабенов корреляций между шириной и глубиной структур позволяет предположить их морфологическую зрелость, когда увеличение ширины структуры не сопровождается увеличением ее видимой глубины. Вероятно, пояса грабенов и рифтовые долины представляют, соответственно, более раннюю и более позднюю фазы единого процесса рифтогенеза в течение вулканотектонического режима обновления поверхности Венеры. Характеристики рифтовых долин в области Бета могут указывать на продолжающийся процесс формирования зон растяжения в этом регионе.

Ключевые слова: рифтовая долина, пояс грабенов, сводово-купольная возвышенность, морфометрия, гипсометрия, региональная топография, рифтогенез

DOI: 10.1134/S0320930X19040042

ВВЕДЕНИЕ

Важной составляющей экспедиции КА Magellan был топографический эксперимент в результате которого составлена топографическая карта Венеры, охватывающая около 98% площади поверхности с пространственным разрешением около 5 км (рис. 1) (Ford, Pettengill, 1992). Полученные данные согласуются с предложенным ранее (Masursky и др., 1980) делением региональной топографии Венеры на три домена: низменности, расположенные на гипсометрическом уровне менее 0 км над средним радиусом планеты (СРП, 6051.8 км); возвышенности – на уровне более 2 км; и мезоравнины, расположенные в интервале высот от 0 до 2 км. Мезоравнины абсолютно доминируют и составляют около 90% поверхности. Они характеризуются равнинной поверхностью без резких топографических градиентов (Masursky и др., 1980). Преобладание мезоравнин и отсутствие глобальных уступов приводит к тому, что Венера имеет одномодальную гипсометрию поверхности (Sharpton, Head, 1985; 1986).

Структуры рифтовых зон Венеры в основном приурочены к топографическому домену возвышенностей (рис. 1). Возвышенности делятся на два класса: платообразные, с которыми ассоциирует тессерная местность, и сводово-купольные (Sjogren и др., 1983). Сводово-купольные возвышенности составляют три группы по типу характерных структур: рифтовые своды; своды, ассоциирующие с коронами; своды, ассоциирующие с вулканами (Stofan и др., 1995; Smrekar и др., 1997). Наиболее крупные сводово-купольные области – Бета, Атла и Фемида (БАФ) (Masursky и др., 1980; Schaber, 1982; Head и др., 1992) классифицируются как рифтовые своды (Stofan и др., 1995; Smrekar и др., 1997). Они интерпретируются как области подъема горячего мантийного вещества (McGill и др., 1981; Campbell и др., 1984; Phillips, Hansen, 1994; Basilevsky, Head, 2007; Stofan и др., 1995; Smrekar и др., 1997). Изучаемые своды расположены в приэкваториальной области планеты и достигают в поперечнике первых тысяч километров, а в высоту – первых километров

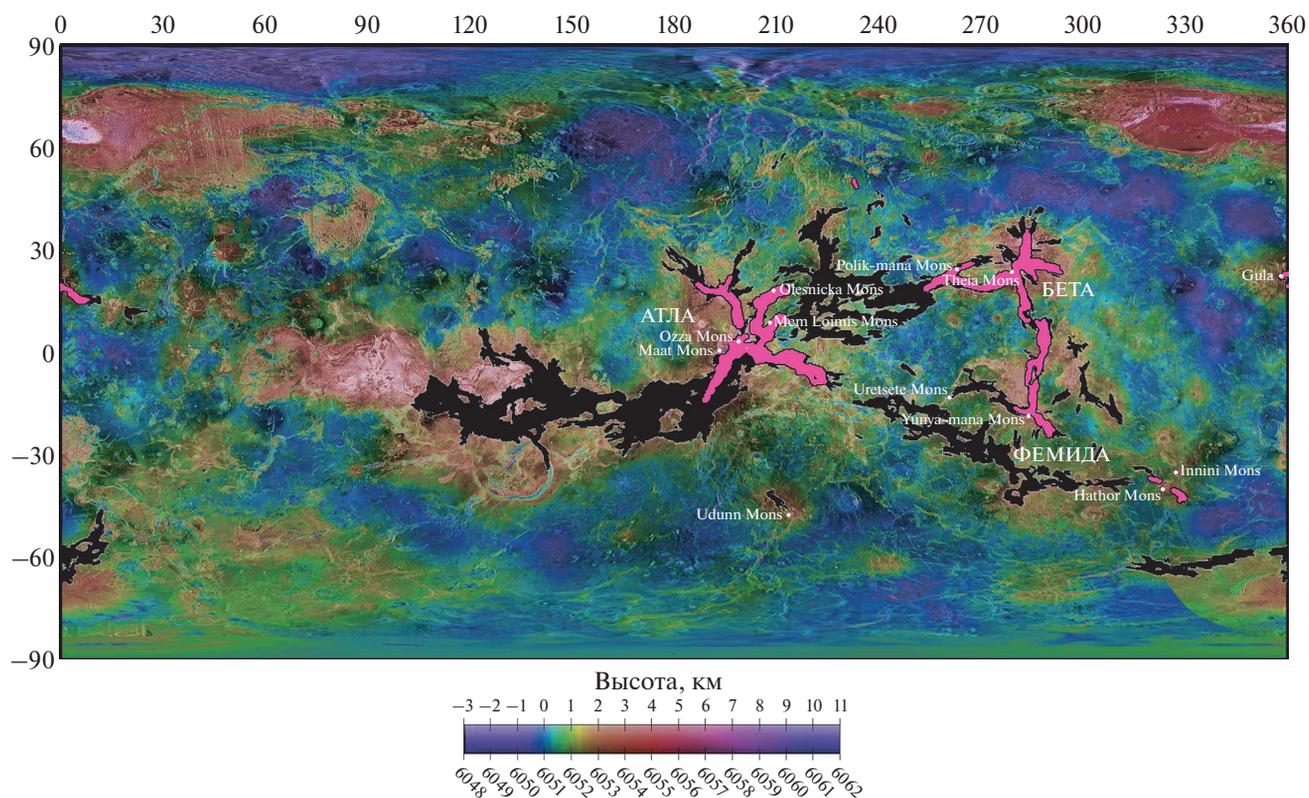


Рис. 1. Рифтовые долины – розовый цвет, пояса грабенов – черный цвет и крупные вулканы, ассоциирующие с рифтами – белый цвет на гипсометрической карте поверхности Венеры, полученной экспедицией КА Magellan [http://astrogeology.usgs.gov/search/map/Docs/Globes/venus_globe], масштаб 1 : 50000000, простая цилиндрическая проекция.

(Campbell и др., 1984; Kiefer и Hager, 1991; Stofan и др., 1995; Basilevsky и Head, 2007).

Из вершинных частей этих сводов распространяются рифтовые зоны (Masursky и др., 1980; Shaber, 1982; Head и др., 1992). Особенности распространения и морфометрические различия рифтовых зон позволили выделить два их типа, “рифтовые долины” и “пояса грабенов”, в пределах единого структурного комплекса рифтовых зон (рис. 1) (Гусева, 2016). В рельефе рифтовые долины представляют собой протяженные (до 3000 км) и глубокие (до 3 км) каньоны, первые сотни километров в поперечнике (до 400 км). Пояса грабенов менее выразительны в рельефе, чем рифтовые долины. Это более уплощенные структурные зоны, состоящие из множества чередующихся сравнительно мелких топографических депрессий и поднятий (грабенов и горстов). Пояса грабенов сопоставимы с рифтовыми долинами по глубине (до 3.3 км), но при этом более протяженные (до 11000 км) и широкие (до 1100 км) структуры (Гусева, 2016).

В отличие от поясов грабенов, рифтовые долины сосредоточены, главным образом, в центральных частях сводово-купольных возвышенностей Атла и Бета (Atla и Beta). Эти возвышенности, как

и рифтовые долины, приуроченные к ним, пространственно ассоциируют с обширными лавовыми равнинами (Head и др., 1992) и с вулканическими постройками (Stofan и др., 1995; Smrekar и др., 1997). Одиночная рифтовая долина пересекает область Eistla Regio, где связана с крупными вулканическими горами – Sif Mons и Gula Mons. Другая одиночная рифтовая долина расположена в южном полушарии в пограничной области, разделяющей низменность равнины Lavinia (к северу) и возвышенность Lada Terra (к югу).

Пояса грабенов не имеют пространственной ассоциации со сводами и распространяются за их пределы, продолжая тренды простирающихся рифтовых долин. Вулканическая активность в пределах поясов борозд проявлена в виде обширных лавовых покровов без видимых источников излияния.

Рифтовые долины и пояса грабенов характеризовали тектонический стиль планеты на поздних этапах ее геологической эволюции (Ivanov, Head, 2011; 2015).

Целью работы было изучить геолого-морфологические особенности областей распространения рифтовых зон; установить, как изменяется рельеф рифтовых долин и поясов грабенов в зави-

симости от удаленности от сводовых областей и качественно оценить стадию развития сводовых областей и двух различных типов рифтовых структур.

Методы исследования. В качестве основы для геологического анализа рифтовых областей Венеры использовались глобальная геологическая карта планеты (Ivanov, Head, 2011) в масштабе 1 : 10000000 и отдельные геологические карты поверхности Венеры, масштаба 1 : 5000000.

Морфометрические характеристики рифтовых долин и поясов грабенов Венеры были определены путем обмера их характерных структур на фотоизображениях, полученных КА Magellan с пространственным разрешением 75–225 м/пкс. Для построения серии поперечных топографических профилей через рифтовые долины и пояса грабенов использовалась глобальная гипсометрическая карта планеты, построенная по данным Global Topographic Data Record (GTDR) с пространственным разрешением около 5 км/пкс. [<http://astrogeology.usgs.gov/missions/magellan>].

Для оценки величины суммарного горизонтального внутририфтового растяжения (E) в изучаемых областях Венеры был применен метод Кифера и Соффорда (Kiefer, Swafford, 2006), в котором используется следующая формула: $E = \sum hctg\varphi$, где $\sum h$ – суммарный вертикальный рельеф внутри рифтовой зоны, φ – предполагаемый угол падения рифтовых разломов. Величина угла падения изучаемых рифтовых разломов принимается равной 60° по аналогии с типичными земными структурами (Kiefer, Swafford, 2006).

НАБЛЮДЕНИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Геолого-морфологические особенности рифтовой области Атла

Рифтовые долины в этом регионе распространяются из крупной (1000–3000 км в диаметре и 2,5–3 км высотой) сводово-купольной возвышенности (свода) (Senske, Head, 1992; Stofan и др., 1995). Они расходятся из вершины свода (3° с.ш. и 201° в.д.) в трех основных направлениях в северо-западном – рифтовая долина Ganis Chasma, в юго-западном – рифтовая долина Dali Chasma и в юго-восточном – рифтовая долина Parga Chasma (рис. 2). Рифтовая долина Ganis Chasma сечет поверхность низменностей равнин Rusalka и Ganiki, рифтовая долина Parga сечет равнину Wawalag, а рифтовая долина Dali Chasma пересекает равнины Rusalka и Wawalag.

На северо-восток от вершины свода области Атла протягиваются две менее выразительные в рельефе рифтовые структуры Tkashi-mara Chasma и Zewana Chasma.

Рифтовые долины области Атла представляют собой слегка извилистые и протяженные трюги

(каньоны), состоящие из плотно упакованных грабенов и трещин (Basilevsky, Head, 2000; Ivanov, Head, 2013). Рифтовые структуры закартированы вместе с материалом, который они деформируют (Ivanov, Head, 2011) по общепринятому принципу геологического картирования поверхности планетных тел (Wilhelms, 1990). Структуры рифтов в области Атла пересекают поверхность смежных региональных равнин (Русалки, Ganiki и Wawalag). Региональные равнины подтапливают щитовые равнины (psh), грядовые (gr) и густотрещиноватые (pdl) равнины, а также тессерные массивы (t). Местами они залиты гладкими (ps) и лопастными (pl) равнинами и перекрыты кластерами щитов (sc) (рис. 2). В целом, региональные равнины (gr) занимают около 42,8% картируемой поверхности Венеры и датируются как относительно более древние, дорифтовые подразделения (Basilevsky, Head, 1998; 2002b; 2007; Ivanov, Head, 2011; 2013) (рис. 3).

Границу комплексов региональных равнин и свода демонстрируют топографические профили, пересекающие сводово-купольную возвышенность изучаемой области (рис. 4). Вероятно, сводообразование в области Атла происходило после формирования здесь региональных равнин (Basilevsky, 1993; Basilevsky, Head, 2002c).

Рифтовые структуры (rz) в изучаемой области пространственно ассоциируют с относительно более молодыми по сравнению с региональными равнинами, вулканическими подразделениями: кластерами щитов (sc), гладкими (ps) и лопастными равнинами (pl). Кластеры щитов в области Атла расположены на вершинах крупных вулканических построек, например, Ozza Mons и Maat Mons (рис. 2). Они наложены здесь на поверхность лопастных равнин, местами перекрыты этими равнинами, реже они перекрывают поверхность гладких равнин или же подтоплены ими. Эти соотношения подразделений указывают на синхронность формирования кластеров щитов с лопастными и гладкими равнинами.

Гладкие равнины (ps) в области Атла ассоциируют с ударными кратерами и, вероятно, представляют собой материал кратерных выбросов (Campbell и др., 1992). Подразделение лопастных равнин (pl) представлено в изучаемой области протяженными (первые тысячи километров) лавовыми потоками (Head и др., 1992), простирающимися по склонам крупных вулканов Ozza, Maat и Sapas и далее за их пределы. Лопастные равнины также пространственно ассоциируют с рифтовыми структурами и, в целом, со сводово-купольной возвышенностью области Атла (рис. 2, 3). Лопастные равнины пересекаются рифтовыми структурами, но местами подтапливают их, что указывает на синхронность формирования (Senske и др., 1992; Ivanov, Head, 2013). Фрагментарно

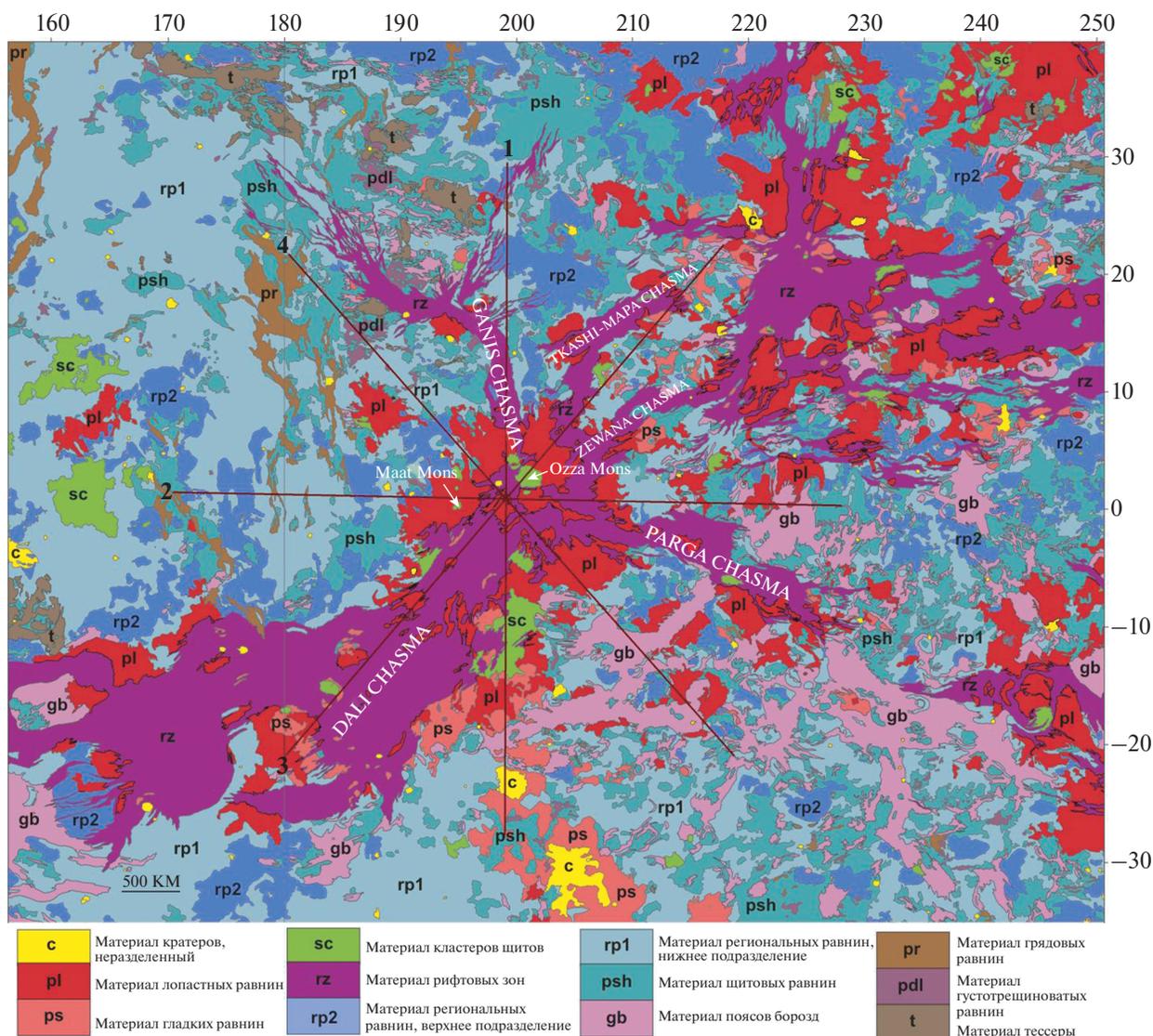


Рис. 2. Геологическая карта области Атла по (Ivanov, Head, 2011) с изменениями.

в области Атла представлены и закартированы подразделения: тессерной местности (t), густотрещиноватых равнин (pdl), грядовых равнин/поясов гряд (pr), щитовых равнин (psh) и поясов борозд (gb). Эти подразделения характеризуются как относительно древние, так как подтоплены материалом региональных равнин. В изучаемой области тессера (t) представлена двумя фрагментами поперечником около 445 и 220 км, расположенными на западном и восточном фланге рифтовой долины Ganis, где тессера сечется рифтовой трещиноватостью. Густотрещиноватые равнины (pdl) в изучаемой области распространены в виде останцов, наиболее крупные из которых расположены в пространственной ассоциации с тессерными фрагментами на северо-западе области Атла (рис. 2). Грядовые равнины (pr) представлены на западе области Атла меридионально вытянутым останцом,

подтопленным щитовыми и региональными равнинами. Пояса борозд (gb) представлены сериями сближенных прямолинейных, или слегка извилистых трещин/грабен и широко распространены в виде останцов на юго-востоке изучаемой области. Щитовые равнины (psh) широко распространены в области Атла в виде небольших полей поперечником десятки, первые сотни километров. Они подтапливают пояса борозд на северо-западе, северо-востоке и юго-востоке изучаемой области. Сами же щитовые равнины перекрыты более молодыми региональными равнинами (Ivanov, Head, 2001), но нельзя исключить и того, что какие-то части этих подразделений формировались синхронно (Addington, 2001). Такие соотношения щитовых равнин с другими структурно-вещественными подразде-

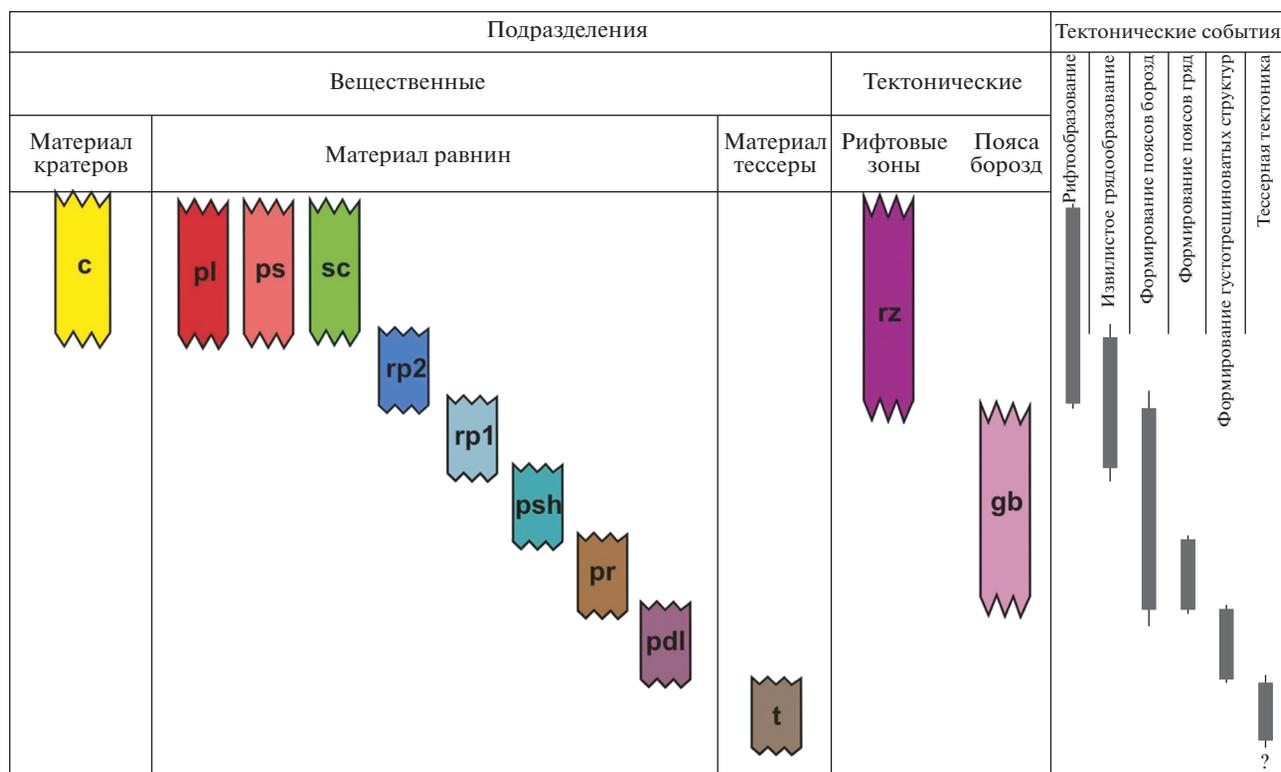


Рис. 3. Корреляционная схема структурно-вещественных комплексов и тектонических событий областей Атла и Бета. *Вещественные комплексы:* **c** – материал кратеров неразделенный; **pl** – материал лавовых равнин, **ps** – материал гладких равнин, **sc** – материал кластеров щитов, **rp2** – материал региональных равнин: верхнее подразделение, **rp1** – материал региональных равнин: нижнее подразделение, **psh** – материал щитовых равнин, **pr** – материал грядовых равнин, **pdl** – материал густотрещиноватых равнин; **t** – материал тессерной местности. *Структурные (тектонические) комплексы:* **rz** – материал рифтовых зон и **gb** – материал поясов борозд.

лениями отмечены и для других областей Венеры (Ivanov, Head, 2004).

Все вещественно-структурные подразделения, включая рифтовые зоны области Атла, деформированы ударными кратерами. Местами, однако, кратеры пересечены рифтовыми структурами. Последовательность формирования всех рассмотренных подразделений представлена схематически на рис. 3.

Область Атла характеризуется наличием крупных (диаметром более 100 км (Stumpler и др., 1997)) вулканов, патер и корон. Большинство корон (22 структуры) и патер (9 структур) расположено на юго-востоке изучаемой области, где они пространственно ассоциируют со структурами поясов борозд (**gb**). Наиболее крупные вулканические постройки здесь – это *Maat* (диаметр ~400 км) и *Ozza* (диаметр ~500 км) (рис. 2, 3) (Smrekar и др., 1997; Stofan и др., 1995).

Геолого-морфологические особенности рифтовой области Бета

Рифтовые долины распространяются из самой крупной (2000–2500 км в сечении и 4–5 км высо-

той) на Венере региональной сводово-купольной возвышенности (свода) области Бета (Campbell и др., 1984; Stofan и др., 1995; Smrekar и др., 1997; Stofan, Smrekar, 2005; Basilevsky, Head, 2000; 2007). Долины расходятся из вершины свода (24° с.ш. и 280° в.д.) в трех основных направлениях (рис. 5). Рифтовая долина *Devana Chasma* распространяется из вершины свода в северном и южном направлениях. На севере рифт *Devana Chasma* сечет поверхность равнины *Guinevere Planitia*, в южном направлении протягивается до области *Phoebe Regio* (6° ю.ш., 282.8° в.д.). Рифтовая структура *Hecates Chasma* протягивается в юго-западном направлении от вершины свода в область *Asteria Regio* (рис. 5). Рифтовые долины *Devana Chasma* и *Hecates Chasma* представляют собой слегка извилистые и протяженные (тысячи километров длиной) топографические депрессии, состоящие из плотно упакованных трещин и грабен (Basilevsky, Head, 2007). На геологической карте они показаны как структурное подразделение рифтовых зон (**rz**) (рис. 5).

Наиболее распространенным структурно-вещественным подразделением в изучаемой области являются комплексы щитовых равнин (**psh**)

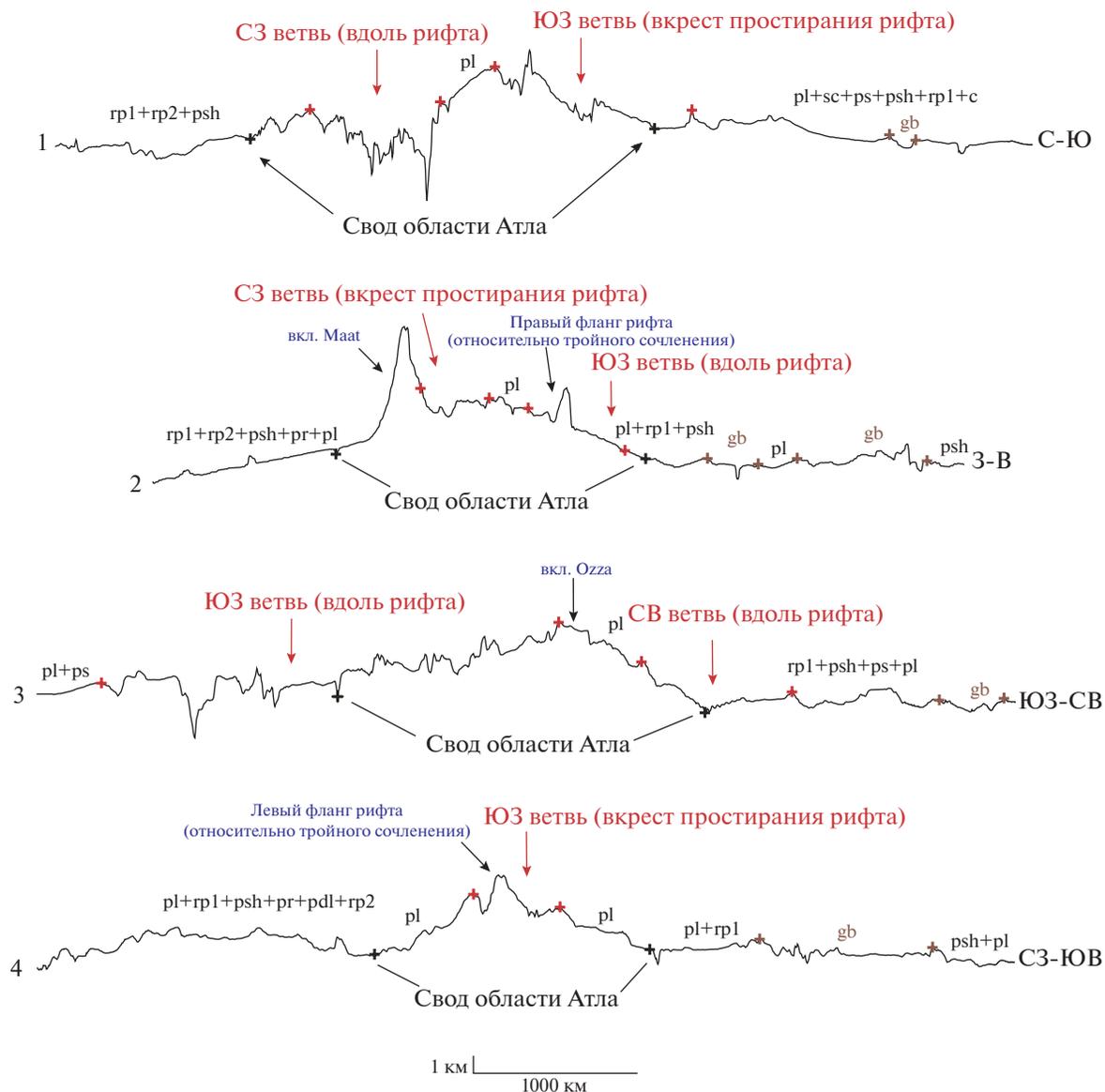


Рис. 4. Топографические профили через сводово-купольную возвышенность области Атла.

(рис. 5). Они секутся относительно более молодыми рифтовыми структурами и подтапливаются более молодыми региональными равнинами (Ivanov, Head, 2001). Региональные равнины в области Бета проявлены локально и представлены в виде небольших участков (первые сотни километров) (Ivanov, Head, 2011) (рис. 5). Эти участки сложены более древним подразделением региональных равнин (rp_1) и более молодым верхним подразделением (rp_2) (Head, Ivanov, 1996). Время формирования региональных равнин и их деформации извилистыми грядами близко к среднему возрасту поверхности Венеры — T (Basilevsky и др., 1999; Basilevsky, Head, 1998; 2002b), который оценивается величинами от 300 до 750 млн лет (Phillips и др., 1992; Schaber и др.,

1992; Strom и др., 1994; McKinnon и др., 1997). Региональные равнины представляют дорифтовый вещественный комплекс, материал которого подтапливает более древние подразделения: щитовых (psh), грядовых (pr) и густотрещиноватых (pd1) равнин, и тессерные массивы (t). Местами региональные равнины перекрыты более молодыми гладкими (ps) и лопастными (pl) равнинами и кластерами щитов (sc). С этими относительно более молодыми вулканическими подразделениями пространственно ассоциируют рифтовые структуры (rz). Кластеры щитов (sc) в области Бета наложены на поверхность лопастных лавовых равнин в юго-восточной части и перекрываются этими равнинами в юго-западной части области. Вероятно, такие соотношения указывают на син-

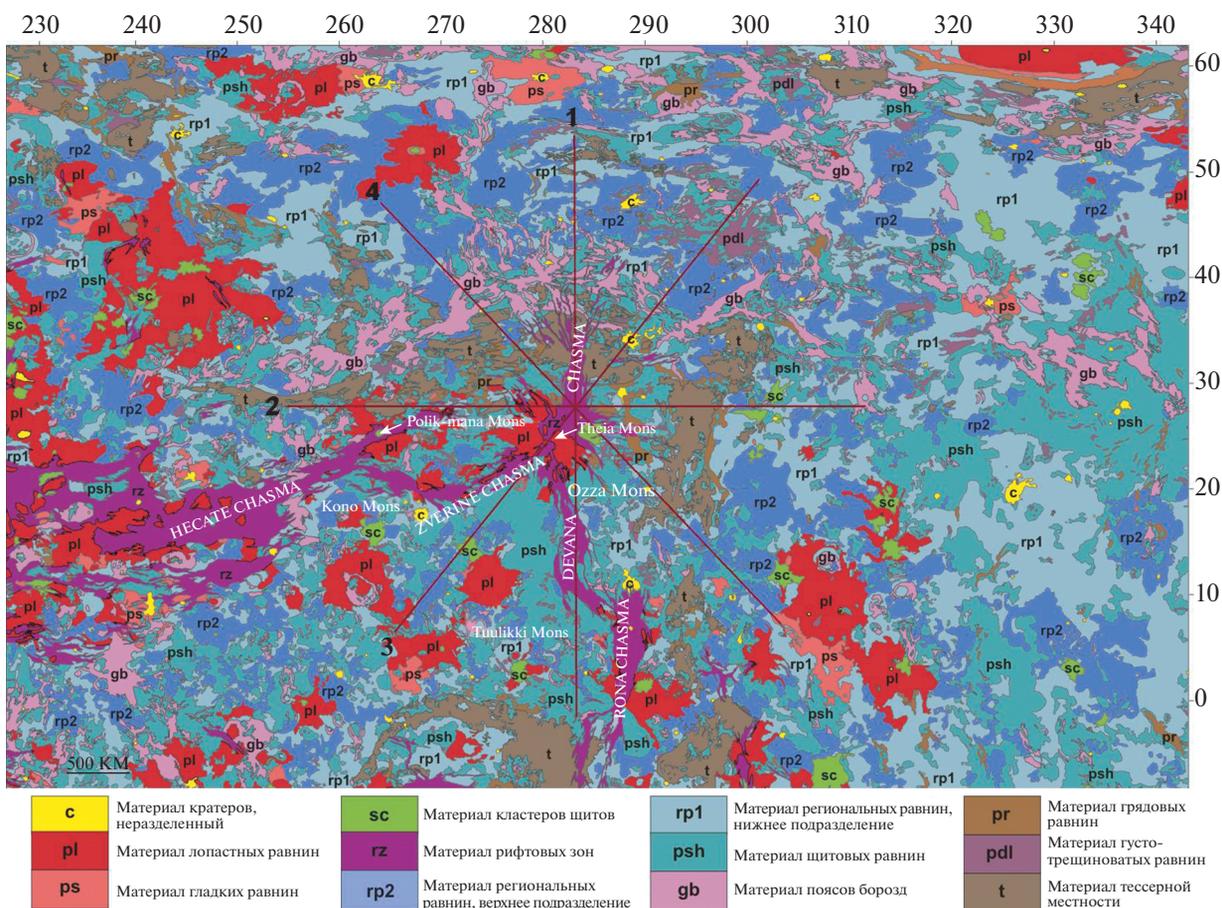


Рис. 5. Геологическая карта области Бета по (Ivanov, Head, 2011) с изменениями.

хронность формирования кластеров и лопастных равнин в области Бета. Гладкие равнины (ps) в области Бета ассоциируют с ударными кратерами и, вероятно, представляют собой, как и в области Атла, тонкозернистый материал кратерных выбросов (Campbell и др., 1992). Они менее распространены в изучаемой области по сравнению с региональными и лопастными равнинами и подтапливаются последними на юго-западе изучаемой области (рис. 5). Лавовые равнины (pl) пространственно ассоциируют со сводово-купольной возвышенностью области Бета и с рифтовыми структурами, расходящимися из ее вершины. Лопастные равнины состоят из множества протяженных (первые тысячи километров) лавовых потоков (Head и др., 1992), распространяющихся по склонам крупных (диаметром более 100 км) вулканов Theia Mons и Tuulikki Mons. Лопастные равнины часто пересекаются рифтовыми структурами, но местами подтапливают их, что указывает на синхронность их формирования (Ivanov, Head, 2013) (рис. 3).

В области Бета представлены и относительно древние комплексы: тессера (t), густотрещинова-

тые равнины (pdl), грядовые равнины (pr), щитовые равнины (psh) и пояса борозд (gb) (рис. 5).

Тессерная местность (t) широко распространена в северной и восточной частях изучаемой области в виде протяженных (первые тысячи км) массивов, в отличие от области Атла, где она представлена небольшими блоками. Топографические профили, отложенные через сводово-купольную возвышенность области Бета, также показывают наличие крупных тессерных массивов в основании свода и их границу со смежными, в основном, более древними щитовыми равнинами и в меньшей степени с региональными равнинами (рис. 6). Тессерная местность в области Бета сетается рифтом Devana Chasma в меридиональном направлении и структурами поясов борозд в широтном направлении. Густотрещиноватые равнины (pdl) в изучаемой области распространены очень фрагментарно; в восточной части области Бета останцы частично перекрывают тессерную местность, а в западной части области, вблизи вулкана Kono Mons, подразделение pdl перекрывается грядовыми равнинами (рис. 5). Грядовые равнины (pr) представлены крупными массивами

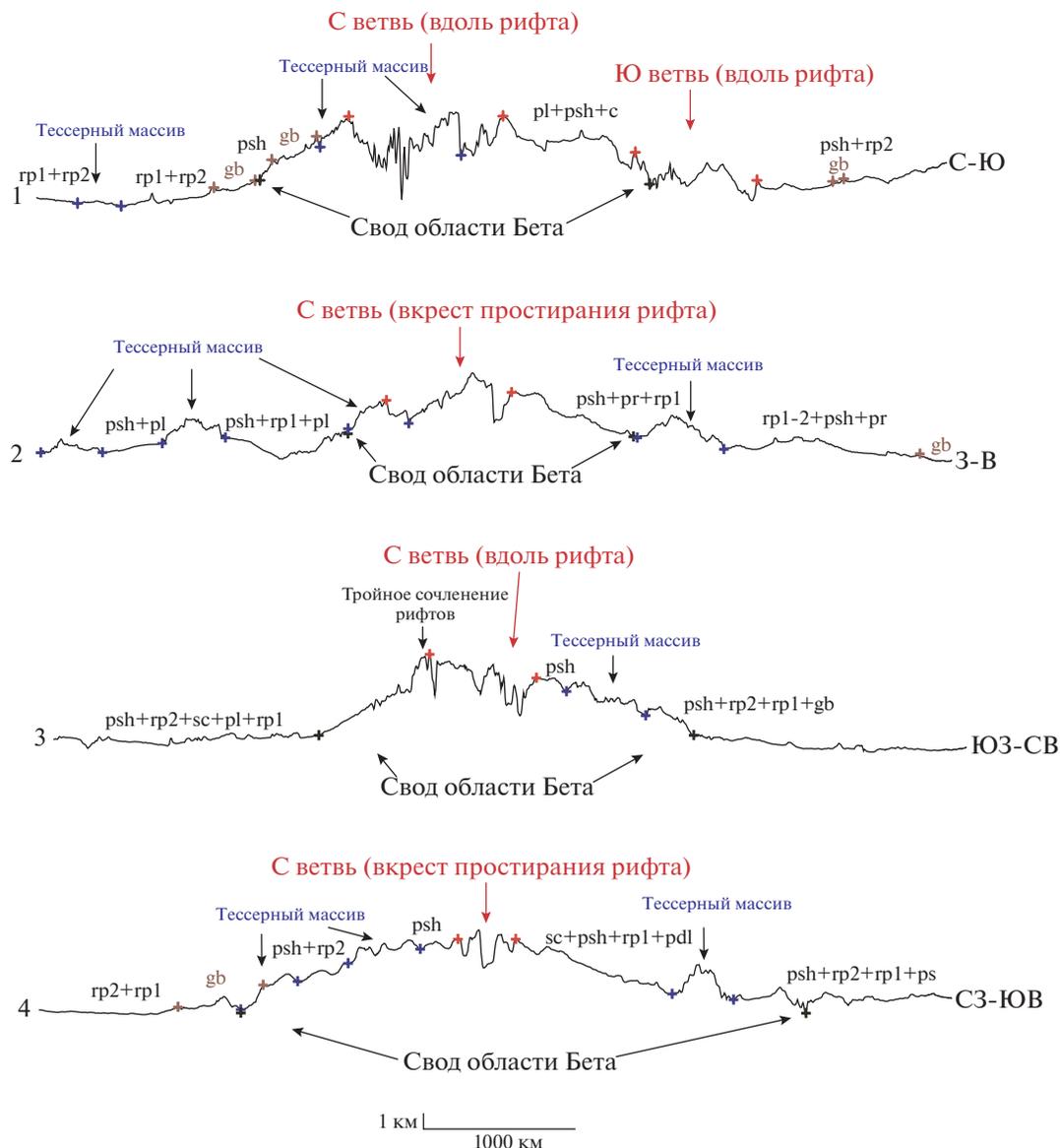


Рис. 6. Топографические профили через сводово-купольную возвышенность области Бета.

(сотни километров в поперечнике) вблизи вулкана Theia Mons. В изучаемой области они повсеместно подтапливаются щитовыми равнинами. В западной части области грядовые равнины перекрывают останцы густотрещиноватых равнин, а в северной части — тессеру. На северо-востоке изучаемой области они секутся поясами борозд. Пояса борозд (gb) широко распространены в северной части области Бета, где они секут тессеру и подтапливаются региональными равнинами верхнего подразделения.

Все вещественно-структурные подразделения изучаемой области деформированы ударными кратерами, за исключением материала рифтовых зон, и их последовательность формирования такая же, как и в области Атла, и она приведена на

рис. 3. В рифтовой зоне Devana Chasma расположен ударный кратер Balch (диаметр ~40 км), который расцелен рифтовой трещиноватостью (Vasilevsky, Head, 2002a).

Область Бета характеризуется наличием крупных (диаметром более 100 км) вулканов, патер и корон (Crumpler и др., 1997). Короны (10 структур) и патеры (3 структуры) расположены в основном на юго-западе изучаемой области (Crumpler, Aubele, 2000), где они пространственно ассоциируют с поясами борозд (gb). Крупные вулканические постройки области Бета являются источниками лопастных равнин и пространственно ассоциируют с рифтовыми структурами (Head и др., 1992; Senske и др., 1992). Например, вулкан Theia Mons, диаметр которого около 230 км (Crumpler, Aubele,

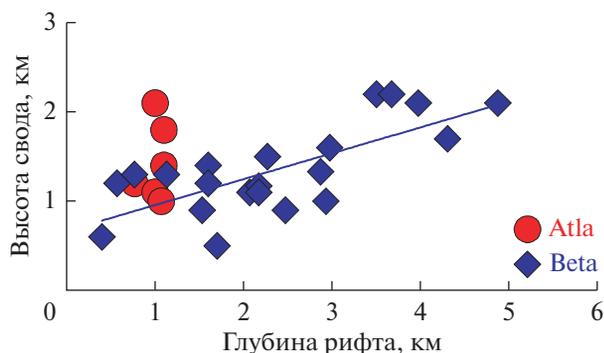


Рис. 7. Соотношение глубин рифтовых долин с высотами сводов для областей Атла и Бета: для области Бета заметен выраженный тренд увеличения глубины рифта по мере роста высоты свода (коэффициент корреляции составляет 0.7).

2000), расположен на вершине свода области Бета в месте тройного сочленения рифтовых структур (рис. 6) (Stofan, Smrekar, 1995; Basilevsky, Head, 2007). Из вершины вулкана распространяются протяженные (сотни километров) лавовые потоки (Гусева, 2016). Вулкан сечется рифтовыми разломами, но при этом его лавовые потоки частично затопливают рифтовую долину. К юго-западной рифтовой долине Necates Chasma пространственно приурочен вулкан Kono Mons, диаметром около 350 км (Crumpler, Aubele, 2000). Он расположен на днище рифтовой долины Necates Chasma. Протяженные (первые сотни километров) потоки этого вулкана пересечены рифтовой трещиноватостью и подтапливают ее. К юго-западной рифтовой долине Latona Chasma пространственно приурочен крупный вулкан Polik-mana Mons, диаметром около 600 км (Crumpler, Aubele, 2000). Вулкан сильно деформирован рифтовой трещиноватостью.

Таким образом, область Бета характеризуется наличием крупных вулканов, которые представляют собой центры молодого вулканизма (Basilevsky, Head, 2007). Характерные соотношения лопастных равнин, связанных с вулканами и рифтами однозначно указывают на синхронное формирование молодых лавовых равнин и рифтов.

Следует отметить, что, несмотря на большую (первые километры) глубину рифтовых долин и их значительную протяженность (первые тысячи километров), молодой вулканизм носит очаговый характер.

Особенности рельефа рифтовых долин и поясов грабенов

Пояса грабенов и рифтовые долины, вероятно, представляют собой не только два морфометрических типа зон растяжения, но и две генерации единого вещественно-структурного комплекса

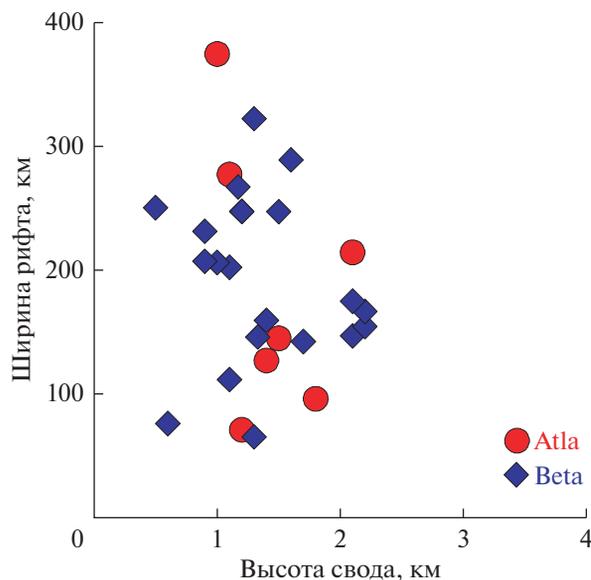


Рис. 8. Соотношение высот сводов с ширинами рифтовых долин для областей Атла и Бета (коэффициенты корреляции близки к нулю).

рифтовых зон (рис. 1). Пояса грабенов не имеют пространственной приуроченности к сводово-купольным возвышенностям и, по-видимому, представляют собой более раннюю фазу рифтообразования на этапе поздней вулканотектонической эволюции Венеры. Более позднюю фазу формирования региональных зон растяжения характеризуют рифтовые долины. Очевидная пространственная приуроченность рифтовых долин к сводовым возвышенностям указывает на их генетическую связь. Естественно, что рифтовые долины представляют собой дочерние структуры, характеристики которых контролируются параметрами сводов. В рельефе рифтовые долины представлены глубокими каньонами. В области Бета, глубина рифтовых долин коррелирует с высотой свода в тех местах, где они пересекают свод (рис. 7).

В области Атла такая корреляция отсутствует (рис. 7) и ее наличия следовало бы ожидать при увеличении глубины раскрывающегося рифта на фоне активного роста свода.

Полное отсутствие каких-либо зависимостей обнаруживается при сравнении высоты сводов и ширины рифтовых долин (рис. 8). Отсутствие корреляции в этом случае, вероятно, можно объяснить обрушением стенок и неконтролируемым увеличением ширины долин по мере подъема свода.

Кроме сопоставления морфометрических характеристик рифтов и сводов, несущих рифтовые структуры, мы сопоставили ширину и глубину собственно рифтовых долин областей Атла и Бе-

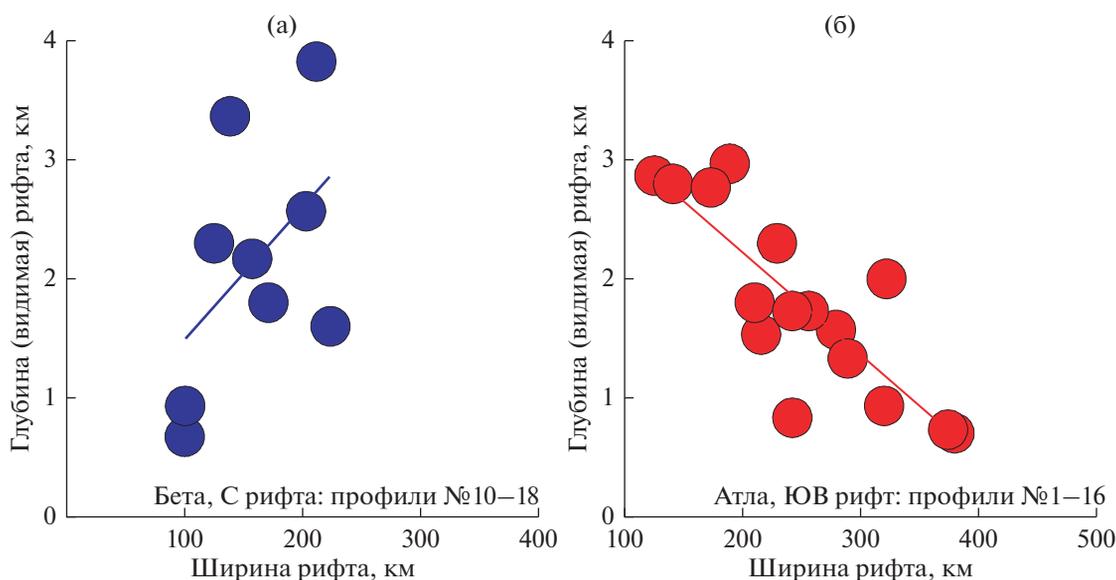


Рис. 9. Соотношение ширины и видимой глубины рифтовых долин областей Атла и Бета: (а) – для северного рифта области Бета заметен тренд увеличения глубины рифта по мере роста его ширины (коэффициент корреляции 0.5); (б) – для Ю-В рифта области Атла проявлен тренд уменьшения глубины рифта по мере увеличения его ширины (коэффициент корреляции -0.8).

та. Только для некоторых из них удалось установить корреляцию: прямую – для северной рифтовой долины области Бета (рис. 9а) и обратную – для юго-восточной рифтовой долины области Атла (рис. 9б). Слабо выраженная прямая корреляция ширины и глубины для северной рифтовой долины области Бета отражает углубление долины по мере увеличения ее ширины и, возможно, свидетельствует о продолжающемся рифтогенезе. Обратная корреляция для юго-восточной рифтовой долины области Атла, вероятно, связана с ее разветвлением и разделением на отдельные более мелкие грабены. При этом общая ширина рифтовой долины увеличивается, а глубина уменьшается.

Возможно, изучаемые рифтовые долины находятся на разных стадиях развития: северную долину области Бета можно охарактеризовать как растущую на фоне воздымания свода, а юго-восточную долину области Атла как зрелую.

Для понимания степени растяжения при формировании рифтовых долин в изучаемых областях оценивались величины суммарного раскрытия. Оценки проводились по сечениям поперечных топографических профилей и для рифтовых долин области Атла составили около 2%, а для рифтовых долин в области Бета около 3% (Guseva, 2007). Полученные оценки сопоставимы с литературными данными, по которым суммарное горизонтальное растяжение для рифтовых структур области Бета оценивается в пределах 3–7 км (Kiefer, Swafford, 2006).

Оценки горизонтального растяжения рифтов Венеры сравнительно небольшие и заметно

меньше суммарного растяжения земных рифтов, например, для континентальных рифтов Восточной Африки (в среднем около 8–10% (Rosendahl, 1987; Bosworth, 1987; Ebinger, 1989)).

Пояса грабенов продолжают структурные тренды рифтовых долин и протягиваются от возвышенностей в области мезоравнин (рис. 1). В некоторых регионах пояса грабенов соединяют сводовые возвышенности. Например, пояс грабенов Ulfrun-Hecates-Asteria-Beta соединяет сводово-купольные возвышенности областей Атла и Бета (рис. 1). Структуры поясов грабенов представлены в рельефе серией сближенных индивидуальных грабенов перемежающихся с останцами до-рифтовой местности. Ширина и глубина поясов грабенов не коррелируют друг с другом (рис. 10).

Отсутствие корреляции между шириной и глубиной поясов грабенов свидетельствует о морфологической зрелости этих зон, когда разрастание поясов в ширину уже не сопровождается увеличением глубины структур. Важно отметить отсутствие корреляции между общей максимальной шириной пояса и шириной его индивидуальных грабенов (рис. 11).

Отсутствие такой корреляции может указывать на то, что мощность деформированного слоя (в данном случае литосферы) была примерно одинаковой во всех регионах, которые пересекаются поясами грабенов. Такой вывод можно сделать, основываясь на том, что существует прямая зависимость между мощностью слоя и расстоянием между деформирующими разломами: чем толще слой, тем больше расстояние между тре-

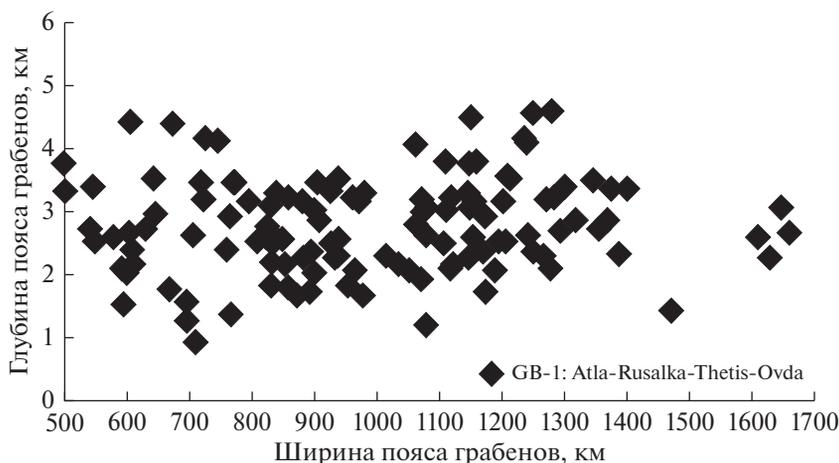


Рис. 10. Соотношение максимальной ширины пояса грабенов с его видимой глубиной для областей Atla-Rusalka-Thetis-Ovda (коэффициент корреляции близок к нулю).

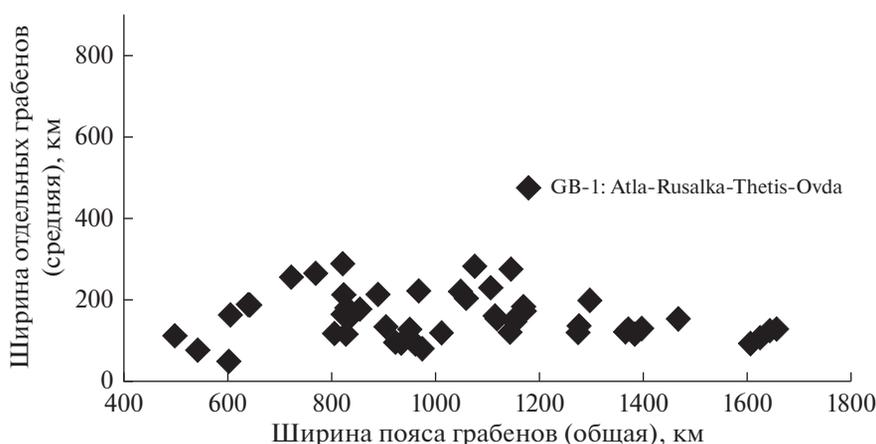


Рис. 11. Соотношение максимальной ширины пояса грабенов с шириной индивидуальных грабенов для областей Atla-Rusalka-Thetis-Ovda (коэффициент корреляции близок к нулю).

щинами и наоборот (Ladeira, Price, 1981; Wu, Polard, 1995; Ji, Saruwatari, 1998).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Области Атла и Бета представляют западную и северную вершины гигантской треугольной структуры БАФ – региона, где в основном сосредоточены наиболее молодые проявления вулканотектонической активности Венеры (Masursky и др., 1980; Shaber, 1982; Head и др., 1992). Главной характеристикой этого региона является то, что он расположен между крупными сводово-купольными возвышенностями. Вероятно, эти своды находятся на разных стадиях геологической эволюции. Начало сводообразования в области Бета оценивается величиной $\sim 0.5 T$ (Basilevsky, Head, 2002c; 2007). Результаты численного моделирования строения литосферы в этой области

указывают на то, что сводообразование здесь, вероятно, продолжается и в настоящее время (Leftwich и др., 1999; Veizolainen и др., 2004; Basilevsky, Head, 2007). С таким предположением согласуется установленная нами положительная корреляция между глубиной рифтовых долин и высотой свода области Бета (рис. 7). В области Атла сводообразование происходило, также как и в области Бета, после формирования региональных равнин (Basilevsky, Head, 1993; 2002c). Возраст начала воздымания свода области Атла оценивается величиной $\sim 0.1 T$ (Basilevsky, 1993). Более длительное время формирования свода области Бета, по сравнению со сводом области Атла, возможно, связано с тем, что родительский мантийный плюм в области Бета был более мощным и продолжительным по времени формирования, чем плюм в области Атла. Интересно, что на северо-западе области Атла в рифтовой долине Ganis

Chasma обнаружили вероятные признаки современной вулканической активности (Shalygin и др., 2015).

Тесная пространственная ассоциация рифтовых долин и сводовых поднятий указывает на их генетическую связь. Рифтовые долины представляют собой результат растяжения и растрескивания литосферы в области воздымания и их морфометрические характеристики контролируются параметрами сводов. При этом среди рифтовых долин развиты как более, так и менее зрелые структуры. Возможно, это связано, с тем, что рифтообразование на Венере продолжается в пределах некоторых сводово-купольных возвышенностей, например, в области Бета. Пояса грабенов не имеют пространственной приуроченности к сводам и их характеристики указывают на то, что мощность деформированного слоя была примерно одинаковой во всех регионах, которые пересекаются ими. Морфологические характеристики поясов грабенов свидетельствует об их морфологической зрелости, когда разрастание поясов в ширину уже не сопровождается увеличением глубины структур. Возможно, пояса грабенов и рифтовые долины представляют собой две разновозрастные генерации рифтов в течение позднего вулканотектонического (Ivanov, Head, 2015) режима эволюции Венеры.

Авторы благодарят за ценные замечания по данной публикации профессора д.г.-м.н. А.Т. Базилевского.

Работа выполнена при поддержке госзадания (№ 0137-2019-0001) и программы Президиума РАН № 28 “Космос: исследования фундаментальных процессов и их взаимосвязей” (№ 0137-2018-0037).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гусева Е.Н. Классификация рифтовых зон Венеры: рифтовые долины и пояса грабенов // Астрон. вестн. 2016. Т. 50. № 3. С. 197–209. (Guseva E.N. Classification of the Rift Zones of Venus: Rift Valleys and Graben Belts // Sol. Syst. Res. 2016. V. 50 № 3. P. 184–196.)
- Addington E.A. A stratigraphic study of small volcano clusters on Venus // Icarus. 2001. V. 14. P. 16–36.
- Basilevsky A.T. Age of rifting and associated volcanism in Atla Regio, Venus // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. № 10. P. 883–886.
- Basilevsky A.T., Head J.W. The geologic history of Venus: A stratigraphic view // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 8531–8544.
- Basilevsky A.T., Head J.W., Ivanov M.A., Kryuchkov V.P. Impact craters on geologic units of northern Venus: Implications for the duration of the transition from tessera to regional plains // J. Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26(16). P. 2593–2596.
- Basilevsky A.T., Head J.W. Rifts and large volcanoes on Venus: Global assessment of their age relations with regional plains // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. P. 24583–24611.
- Basilevsky A.T., Head J.W. On rates and styles of late volcanism and rifting on Venus // J. Geophys. Res. 2002a. V. 107. P. 8-1–8-17.
- Basilevsky A.T., Head J.W. Venus: Analysis of the degree of impact crater deposit degradation and assessment of its use for dating geological units and features // J. Geophys. Res. 2002b. V. 107. P. 5-1–5-38.
- Basilevsky A.T., Head J.W. Venus: Timing and rates of geologic activity // Geology. 2002c (GSA). V. 30. № 11. P. 1015–1018.
- Basilevsky A.T., Head J.W. Beta Regio, Venus: Evidence for uplift, rifting, and volcanism due to a mantle plume // Icarus. 2007. V. 192. P. 167–186.
- Bosworth W. Off-axis volcanism in the Gregory rift, East Africa: implications for models of continental rifting // Geology. 1987. V. 15. P. 397–400.
- Campbell D.B., Head J.W., Harmon J.K., Hine A.A. Venus volcanism and rift formation in Beta Regio // Science. 1984. V. 226. P. 167–170.
- Campbell D.B., Stacy N.J.S., Newman W.I., Arvidson R.E., Jones E.M., Musser G.S., Roper A.Y., Schaber C. Magellan observations of extended impact crater related features on the surface of Venus // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 16249–16277.
- Crumpler L.S., Aubele J. Volcanism on Venus // Encyclopedia of Volcanoes / Eds Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S.R., Rymer H., Stix J. Academic Press, 2000. P. 727–770.
- Crumpler L.S., Aubele J.C., Senske D.A., Keddie S.T., Magee K.P., Head J.W. Volcanoes and centers of volcanism on Venus // Venus II / Eds Bougher S.W., Hunten D.M., Phillips R.J. Univ. Arizona Press, 1997. P. 697–756.
- Ebinger C.J., Bechtel T.D., Forsyth D.W., Bowin C.O. Effective elastic plate thickness beneath the East African and Afar Plateaus and dynamic compensation of the uplifts // J. Geophys. Res. 1989a. V. 94. P. 2883–2901.
- Ford P.G., Pettengill G.H. Venus topography and kilometer-scale slopes // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 13103–13114.
- Guseva E.N. Detailed study of topography and morphology and estimates of the total horizontal extension of rift zones of Atla and Beta-Phoebe Regiones, Venus // 46th Vernadsky-Brown Microsymposium on Comparative Planetology. 2007. Abstract # m46_20.
- Head J.W., Crumpler L.S., Aubele J.C., Guest J.E., Saunders R.S. Venus Volcanism: Classification of volcanic features and structures, associations, and global distribution from Magellan data // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 13153–13197.
- Head J.W., Ivanov M.A. Evidence for regional basin formation in early post-tessera Venus history: Geology of the Lavinia Planitia Area (V55) // 27th Lunar and Planet. Sci. Conf. 1996. P. 515–516.
- Ivanov M.A., Head J.W. Geology of Venus: Mapping of a global geotraverse at 30N latitude // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 17515–17566.
- Ivanov M.A., Head J.W. Stratigraphy of small shield volcanoes on Venus: Criteria for determining stratigraphic

- relationships and assessment of relative age and temporal abundance // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. 1–32.
- Ivanov M.A., Head J.W.* Global geological map of Venus // *Planet. and Space Sci.* 2011. V. 59. P. 1559–1600.
- Ivanov M.A., Head J.W.* The history of volcanism on Venus // *Planet. and Space Sci.* 2013. V. 84. P. 66–92.
- Ivanov M.A., Head J.W.* The history of tectonism on Venus: A stratigraphic analysis // *Planet. and Space Sci.* 2015. V. 113–114. P. 10–32.
- Ji S., Saruwatari K.* A revised model for the relationship between joint spacing and layer thickness // *J. Structural Geology.* 1998. V. 20. № 11. P. 1495–1508.
- Kiefer W., Hager B.* A Mantle plume model for the equatorial highlands of Venus // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. P. 20497–20966.
- Kiefer W., Swafford L.* Topographic analysis of Devana Chasma, Venus: Implications for rift system segmentation and propagation // *J. Structural Geology.* 2006. V. 28(12). P. 2144–2155.
- Ladeira F.L., Price N.J.* Relationship between fracture spacing and bed thickness // *J. Structural Geology.* 1981. V. 3(2). P. 179–183.
- Leftwich T.E., von Frese R.R.B., Kim H.R., Potts L.V., Roman D.R., Tan L.* Crustal analysis of Venus from Magellan satellite observations at Atalanta Planitia, Beta Regio, and Thetis Regio // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 8441–8462.
- Masursky H.E., Eliason E., Ford P.G., McGill G.E., Pettengill G.H., Schaber G.G., Schubert G.* Pioneer Venus radar results: Geology from images and altimetry // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. № A13. P. 8232–8260.
- McGill G.E., Steenstrup S.J., Barton C., Ford P.G.* Continental rifting and the origin of Beta Regio, Venus // *Geophys. Res. Lett.* 1981. V. 8. № 7. P. 737–740.
- McKinnon W.B., Zahnle K.J., Ivanov B.A., Melosh H.J.* Cratering on Venus: Models and observations // *Venus II. Geology, Geophysics, Atmosphere, and Solar Wind Environment* / Eds Bougher S.W. et al. Tucson: Univ. Arizona Press, 1997. P. 969–1014.
- Phillips R.J., Hansen V.L.* Tectonic and magmatic evolution of Venus // *Earth and Planet. Sci.* 1994. V. 22. P. 597–654.
- Phillips R.J., Raubertas R.F., Arvidson R.E.* Impact craters and Venus resurfacing history // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 15923–15948.
- Rosendahl B.R.* Architecture of continental rifts with special reference to East Africa // *Earth and Planet. Sci.* 1987. V. 15. P. 445–503.
- Schaber G.G.* Venus: Limited extension and volcanism along zones of lithospheric weakness // *Geophys. Res. Lett.* 1982. V. 9. P. 499–502.
- Schaber G.G., Strom R.G., Moore H.J., Soderblom L.A., Kirk R.L., Chadwick D.J., Dawson D.D., Gaddis L.R., Boyce J. M., Russell J.* Geology and distribution of impact craters on Venus: What they are telling us? // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 13257–13301.
- Senske D.A., Head J.W.* Atla Regio, Venus: Geology and origin of a major equatorial volcanic rise // *Lunar and Planet. Inst., Papers Presented to the Inter. Colloq. on Venus.* 1992. P. 107–109.
- Shalygin E.V., Markiewicz W.J., Basilevsky A.T., Titov D.V., Ignatiev N.I., Head J.W.* Active volcanism on Venus in the Ganiki Chasma rift zone // *J. Geophys. Res.* 2015. V. 42. P. 4762–4769.
- Sharpton V.L., Head J.W.* Analysis of regional slope characteristics on Venus and Earth // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 90. P. 3733–3740.
- Sharpton V.L., Head J.W.* A Comparison of the regional slope characteristics of Venus and Earth' implications for geologic processes on Venus // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 7545–7554.
- Sjogren W.L., Bills B.G., Birkeland P.B., Esposito P.B., Konopliv A.R., Mottinger N.A., Ritke S.J., Phillips R.J.* Venus gravity anomalies and their correlations with topography // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. P. 1119–1128.
- Smrekar S.E., Stofan E.R., Kiefer W.S.* Large volcanic rises on Venus // *Venus II* / Eds Bougher S.W., Hunten D.M., Phillips R.J. Univ. of Arizona Press, 1997. P. 845–878.
- Stofan E.R., Smrekar S.E.* Large topographic rises, coronae, large flow field, and large volcanoes on Venus: Evidence for mantle plumes? // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 2005. V. 388. P. 841–861.
- Stofan E.R., Smrekar S.E., Bindshadler D.L., Senske D.A.* Large topographic rises on Venus: Implications for mantle upwelling // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 23317–23327.
- Strom R.G., Schaber G.G., Dawson D.D.* The global resurfacing of Venus // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 10899–10926.
- Vezolainen A.V., Solomatov V.S., Basilevsky A.T., Head J.W.* Uplift of Beta Regio: Three-dimensional model // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. P. 1–8.
- Wilhelms D.E.* Geologic Mapping // *Planetary Mapping* / Eds Greeley R., Batson R.M. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1990. P. 208.
- Wu H., Pollard D.D.* An experimental study of the relationship between joint spacing and layer thickness // *J. Structural Geology.* 1995. V. 17. № 6. P. 887–905.