

УДК 523.42-834.5

ПРОСТРАНСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ПОЯСОВ БОРОЗД, РИФТОВЫХ ЗОН И ЛОПАСТНЫХ РАВНИН ВЕНЕРЫ

© 2019 г. Е. Н. Гусева*

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

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

Поступила в редакцию 26.07.2018 г.

После доработки 08.08.2018 г.

Принята к публикации 14.01.2019 г.

Проанализированы соотношения двух различных типов зон растяжения, сформированных на поверхности Венеры в разные периоды геологической истории: более древних поясов борозд и более молодых рифтовых зон. Рифтовые зоны менее распространены по площади на поверхности Венеры, чем пояса борозд. Они имеют систематически большую протяженность по сравнению с поясами борозд и характеризуются контрастным рельефом, с чередованием грабен/горстов с амплитудой первые километры. Пояса борозд слабее выражены в рельефе, и их амплитуда составляет сотни метров. Трещиноватость рифтов более редкая, извилистая с систематически большими расстояниями между трещинами, чем у поясов борозд, характеризующихся плотной, прямолинейной или слабоизвилистой трещиноватостью. Рифтовые зоны, и пространственно связанные с ними лопастные равнины, характеризуют поздний вулканотектонический режим обновления поверхности. Анализ соотношений этих комплексов позволяет сделать вывод, что эндогенная активность в течение этого режима в областях совместного развития лопастных равнин и рифтовых зон чаще началась проявлением вулканизма с последующим рифтообразованием и в большинстве случаев рифтогенез был приурочен к завершающим этапам развития того или иного региона.

Ключевые слова: Венера, структуры растяжения, пояса борозд, рифтовые зоны, лопастные равнины, геологическая история, вулканотектоническая активность

DOI: 10.1134/S0320930X19020038

ВВЕДЕНИЕ

На поверхности Венеры развиты два типа зон растяжения: рифты и пояса борозд. Впервые мощные зоны растяжения были установлены по данным КА Pioneer-Venus (Masursky и др., 1980; Schaber, 1982). Их широкое распространение было подтверждено позднее наземной радарной съемкой (Senske и др., 1991) и данными экспедиций Венера-15, -16 и Magellan (Barsukov и др., 1986; Saunders и др., 1990; Solomon и др., 1992; Senske и др., 1992; Crumpler и др., 1993). По результатам фотогеологического анализа данных КА Magellan рифтовые зоны и пояса борозд были классифицированы как относительно молодые и относительно древние образования, соответственно (Head, Basilevsky, 1998; Basilevsky, Head, 2000a) и закартированы в масштабе 1 : 10000000 как два разных структурно-вещественных подразделения (Ivanov, Head, 2011).

Пояса борозд (gb) образованы сериями сближенных прямолинейных, дугообразных, или слегка извилистых трещин и грабенов, локализованных в линейных зонах. Они деформируют бо-

лее древние подразделения, такие как, тессера и грядовые равнины, но повсеместно подтапливаются материалом более молодых щитовых и региональных равнин. Пояса борозд встречаются во многих областях Венеры и занимают 37.1×10^6 км² или 8% поверхности планеты (Ivanov, Head, 2011).

Рифтовые зоны (rz) представляют собой протяженные пояса сближенных грабенов и трогов и похожи по морфологии на пояса борозд (Masursky и др., 1980; Campbell и др., 1984; Stofan и др., 1989; Ivanov, Head, 2015). Структуры рифтовых зон, однако, шире и длиннее трещин и грабенов поясов борозд. В некоторых случаях отдельные структуры рифтовых зон образуют трюги глубиной несколько километров. По сравнению с поясами борозд, рифтовые зоны более компактные образования, которые часто пересекают верхинные части крупных сводовых поднятий.

Другое важное отличие рифтовых зон от поясов борозд заключается в том, что рифты формировались после становления региональных равнин, а пояса борозд древнее этих равнин (Basilevsky, Head, 2000a; Ivanov, Head, 2011). Структуры рифтов образуют систему общей протяженно-

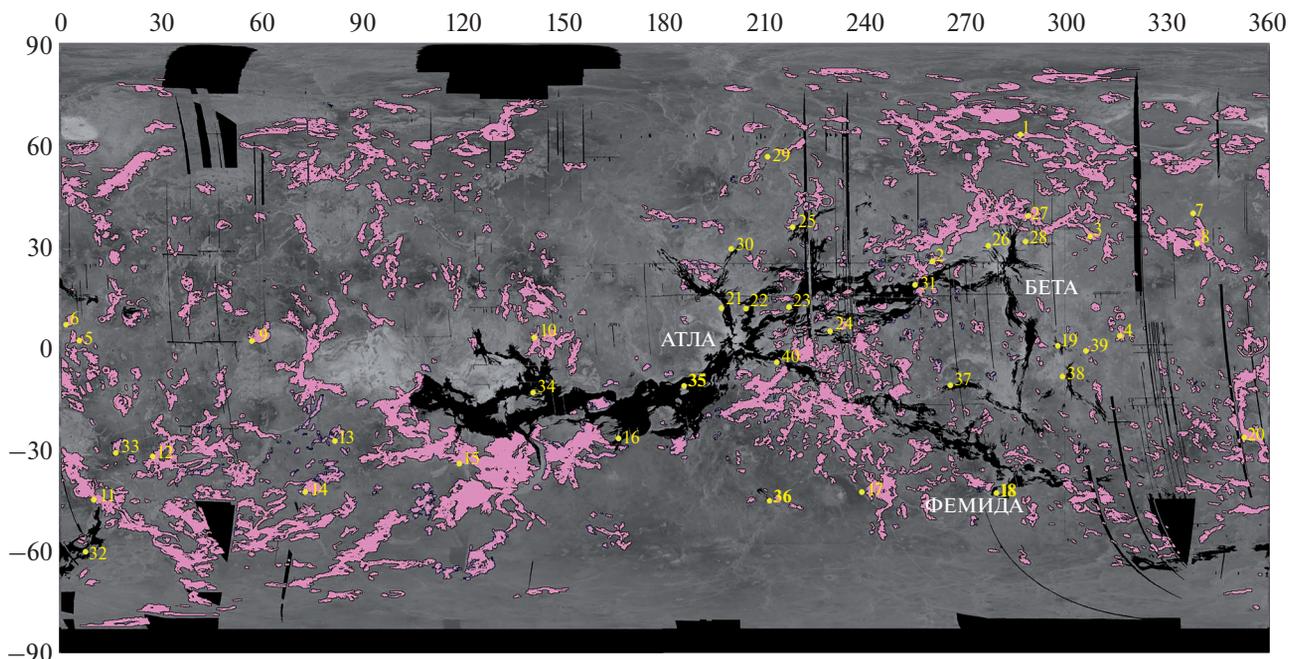


Рис. 1. Распределение рифтовых зон (черный цвет) и поясов борозд (розовый цвет) на поверхности Венеры. Основа — радиолокационное изображение в простой цилиндрической проекции; границы подразделений по (Ivanov, Head, 2011). Цифрами показаны области, выбранные для измерений спейсинга.

стью около 40000–55000 км (Masursky и др., 1980; McGill и др., 1981; Shaber, 1982; Jurdy, Stefanick, 1999) и занимают 22.6×10^6 км² или 5% поверхности Венеры (Ivanov, Head, 2011).

Сравнительно узкие, но топографически выразительные рифтовые зоны образуют гигантский треугольник между областями Бета–Атла–Фемида (БАФ, рис. 1), в вершинах которого располагаются крупные сводовые поднятия. Наиболее значительны поднятия областей Атла и Бета, которые характеризуются высокими положительными гравитационными аномалиями (200–300 мГал) (Sjogren и др., 1983; Konopliv, 1999) и классифицируются как рифтовые своды (Stofan и др., 1995; Smrekar и др., 1997).

В пределах сводовых поднятий рифтовые зоны связаны с обширными (сотни км в поперечнике) полями лопастных равнин (Head и др., 1992; Guseva, 2010), которые представляют собой наиболее молодые проявления вулканизма на Венере (Basilevsky, Head, 1995; 1998; Basilevsky, 2007; Ivanov, Head, 2011; 2013; Shalygin и др., 2015). В тех местах, где развиты и рифтовые структуры и лопастные равнины, можно наблюдать, как потоки лопастных равнин подтапливают структуры рифтовых зон и/или пересекаются ими. На качественном уровне такие соотношения свидетельствуют, в целом, о синхронности формирования лопастных равнин и рифтовых зон (Ivanov, Head, 2013). Типичная пространственная ассоциация рифто-

вых зон и лопастных равнин позволяет исследовать их возрастные соотношения с большой детальностью, чем это было сделано раньше (Ivanov, Head, 2011).

Рифтовые зоны и пояса борозд представляют собой зоны растяжения, формировавшиеся в разные периоды геологической истории Венеры (Ivanov, Head, 2011). Важной характеристикой деформационных зон является среднее расстояние между соседними структурами (спейсинг), которое позволяет в самом общем случае оценить мощность деформируемого слоя (чем больше спейсинг, тем больше мощность) (Ladeira, Price, 1981; Wu, Pollard, 1995; Ji, Saruwatari, 1998). Таким образом, сравнивая спейсинг в поясах борозд и рифтовых зонах, можно охарактеризовать вероятные изменения мощности деформируемого слоя с течением времени. Работы по оценке величины спейсинга в поясах борозд и рифтовых зонах проводились, но лишь для ограниченного числа случаев (Mastrapa, 1997).

Целью работы было получение и сопоставление большого числа значений расстояний между структурными элементами, характеризующих обе популяции зон растяжения Венеры, а также количественная оценка последовательности событий при формировании комплексов, образованных рифтовыми зонами и лопастными равнинами.

Работа выполнена с применением традиционных методов фотогеологического картографи-

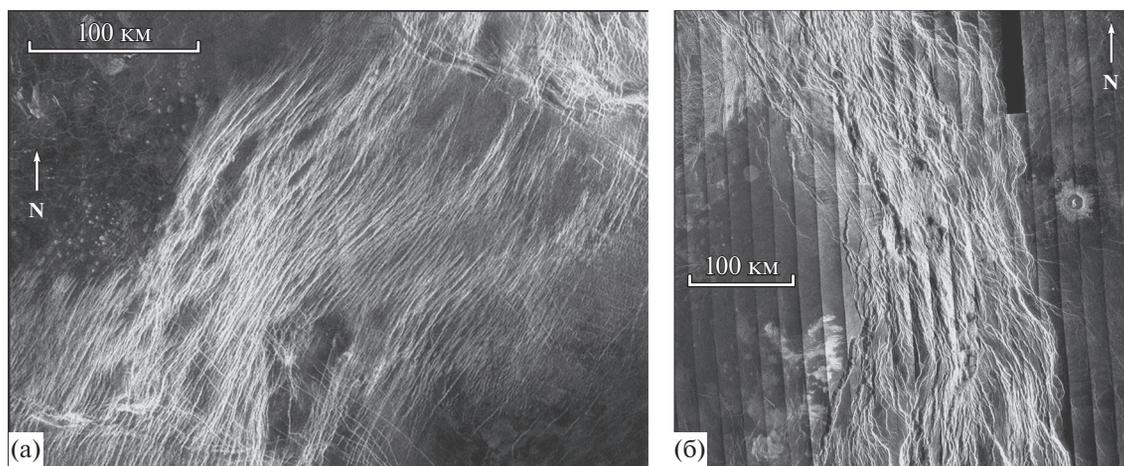


Рис. 2. (а) Пояс борозд расположенный к северу от области Овда, изображение КА Magellan, C1-MIDR, 15N077, координаты центра изображения 8.7° с.ш., 79.9° в.д. (б) Рифтовая долина Ганис, фрагмент изображения КА Magellan, C1-MIDR, 15N197, координаты центра изображения 9.4° с.ш., 204.6° в.д.

рования снимков поверхности Венеры с пространственным разрешением около 100 м/э.и. [<https://www.mapaplanet.org/explorer/venus.html>].

НАБЛЮДЕНИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфометрические характеристики рифтовых зон и поясов борозд

Пояса борозд распространены по поверхности планеты значительно шире рифтовых зон (рис. 1). Некоторые из ветвей рифтов наследуют простираание поясов борозд, например, между областями Атла и Фемида, но чаще рифтовые зоны формируют собственные структурные тренды (Гусева и др., 2004; Cherkashina и др., 2004). Пространственное распределение и ориентировка поясов борозд и рифтов может свидетельствовать о том, что направления простираания осей растяжения в литосфере менялись с течением времени. Это, вероятно, связано с изменением картины мантийной конвекции при формировании поясов борозд и рифтовых зон и с возможным изменением мощности деформируемого слоя литосферы.

Для анализа возможных измерений мощности деформируемого слоя была детально изучена и охарактеризована морфология трещиноватости поясов борозд и рифтовых зон в плане и измерена протяженность трещин и грабен в пределах выбранных случайным образом сорока областей, двадцати для поясов борозд и двадцати для рифтовых зон (рис. 1).

Пояса борозд состоят из серии сближенных трещин (рис. 2а), ширина отдельных трещин составляет первые сотни метров. Общая ширина поясов борозд часто составляет сотни километров (Basilevsky, Head, 2000a). Трещиноватость поясов борозд частая, прямолинейная или слабоизвили-

стая; средняя протяженность трещин составляет около 285 км, а отдельные трещины достигают 700 километров в длину. Пояса борозд визуально отличаются от рифтовых зон (рис. 2б). Рифтовая трещиноватость более редкая и извилистая; структуры рифтов длиннее: их средняя протяженность составляет около 490 км, а отдельные трещины протягиваются примерно на 900 км.

Для дополнительного анализа возможных измерений мощности деформируемого слоя в новых отобранных случайным образом областях, шестнадцати для рифтовых зон и двадцати восьми для поясов борозд, были получены оценки расстояний между структурными элементами (рис. 3а и 3б).

Они измерялись вдоль профилей, отложенных накрест простираания структур. В каждой области было проведено по два профиля, полностью пересекающих структурную зону. Для рифтовых зон (rz, рис. 3а) общее число измерений составило 718; среднее расстояние между структурами в пределах рифтовых зон составляет 1.8 ± 0.4 км (1σ). Для поясов борозд (gb, рис. 3б) общее число измерений составило 1611; среднее расстояние между структурами в их пределах 1.2 ± 0.2 км (1σ).

Анализ морфометрических характеристик рифтовых зон и поясов борозд показывает, что они, хотя и представляют собой зоны растяжения, образуют две различные популяции деформационных зон (рис. 4): спейсинг структур рифтовых зон заметно и систематически больше, чем в поясах борозд.

Возрастные соотношения рифтовых зон с лопастными лавовыми равнинами

Основную часть, около 70% поверхности Венеры, составляют равнинные комплексы, сформир-

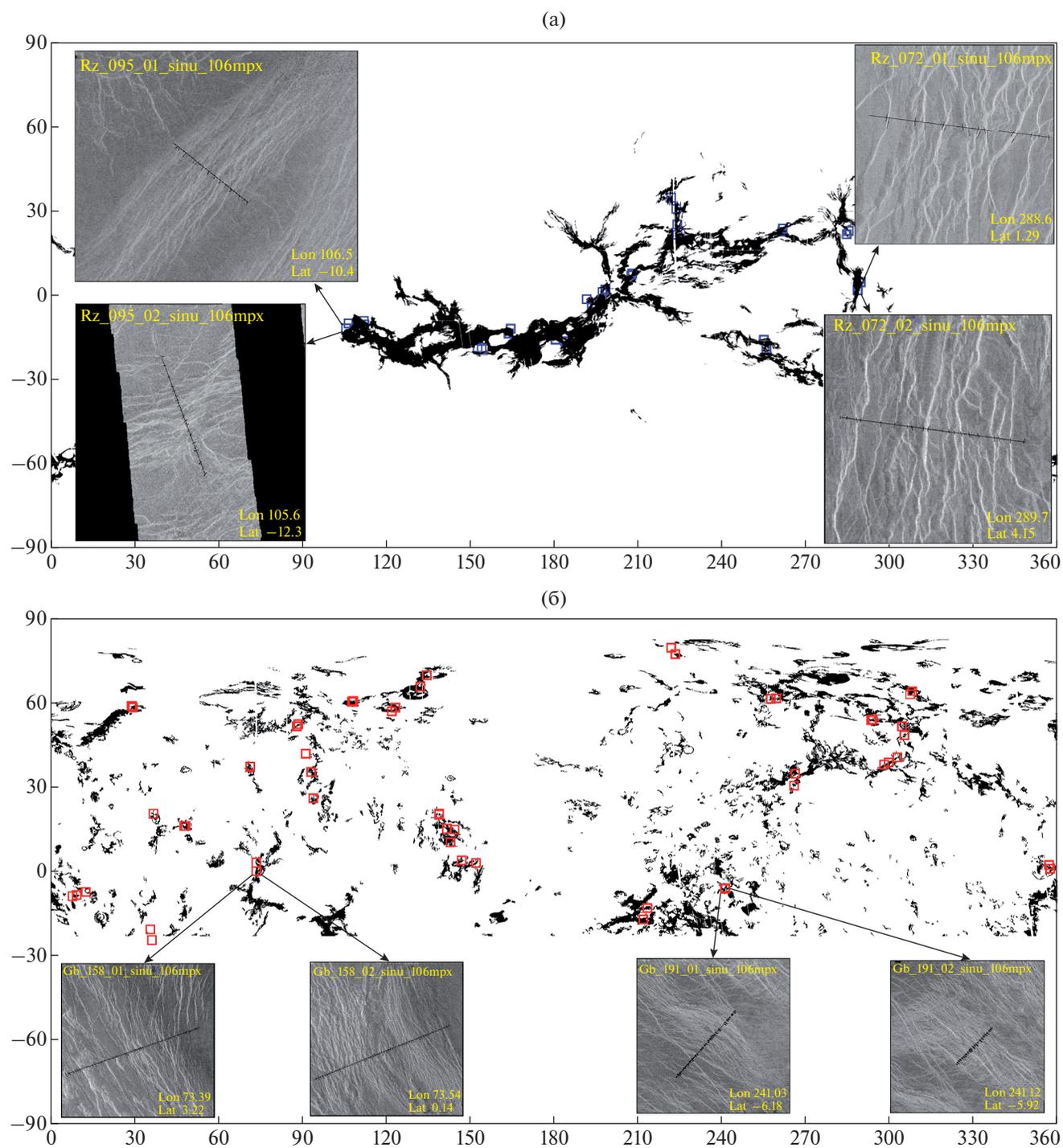


Рис. 3. (а) Области морфометрического анализа рифтовых зон (синие квадраты) с примерами радарных изображений поверхности Венеры в синусоидальной проекции с разрешением 106 м/э.и. Границы рифтовых зон по (Ivanov, Head, 2011). (б) Области морфометрического анализа поясов борозд (красные квадраты) с примерами радарных изображений поверхности Венеры в синусоидальной проекции с разрешением 106 м/э.и. Границы поясов борозд по (Ivanov, Head, 2011).

рованные в результате вулканической активности разного типа (Head и др., 1992; Ivanov, Head, 2011; 2013). Среди всех этих равнинных комплексов в пространственной ассоциации с рифтовыми зона-

ми чаще находятся лопастные равнины (Head и др., 1992; Basilevsky, Head, 2000a; Ivanov, Head, 2013) (рис. 5). Они занимают 40.3×10^6 км² или ~9% поверхности Венеры (Ivanov, Head, 2011) и образо-

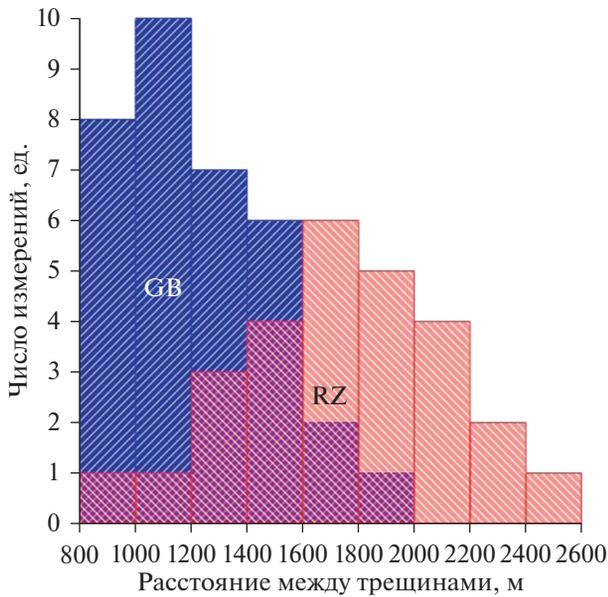


Рис. 4. Распределение средних значений спейсинга (в метрах) для структур рифтовых зон (RZ) и поясов борозд (GB).

ваны лавовыми потоками протяженностью сотни километров, которые сливаются в обширные лавовые поля.

Лопастные равнины формировались после становления региональных равнин (Basilevsky,

Head, 2000b) и представляют собой наиболее молодые проявления вулканизма на Венере (Basilevsky, Head, 1995; 1998; Ivanov, Head, 2011; 2013).

И рифтовые зоны и лопастные равнины характеризуют наиболее поздний, Атлийский, период геологической истории Венеры (Ivanov, Head, 2013), когда доминировал вулканотектонический режим обновления поверхности (Ivanov, Head, 2015). Если рассматривать Атлийский период в целом, то рифтовые зоны и лопастные равнины формировались синхронно (Ivanov, Head, 2015). Однако для выявления возможных тенденций эндогенной активности в этот период необходим анализ возрастных соотношений рифтовых зон и лопастных равнин в пределах большого количества случайно выбранных регионов, где совместно встречаются и рифты и равнины.

В качестве примера, рассмотрим геологическое строение районов, иллюстрирующих типичные стратиграфические соотношения рифтовых зон и лавовых равнин.

Первый район (44-12, рис. 6а) расположен на севере области Ульфрун между 25–30° с.ш. и 220–225° в.д. Лопастные равнины здесь представлены тремя вещественными подразделениями, которые отличаются друг от друга по радарной яркости поверхности (рис. 6б). Эти подразделения имеют разный относительный возраст: нижнее (p₁), среднее (p₂) и верхнее подразделение (p₃).

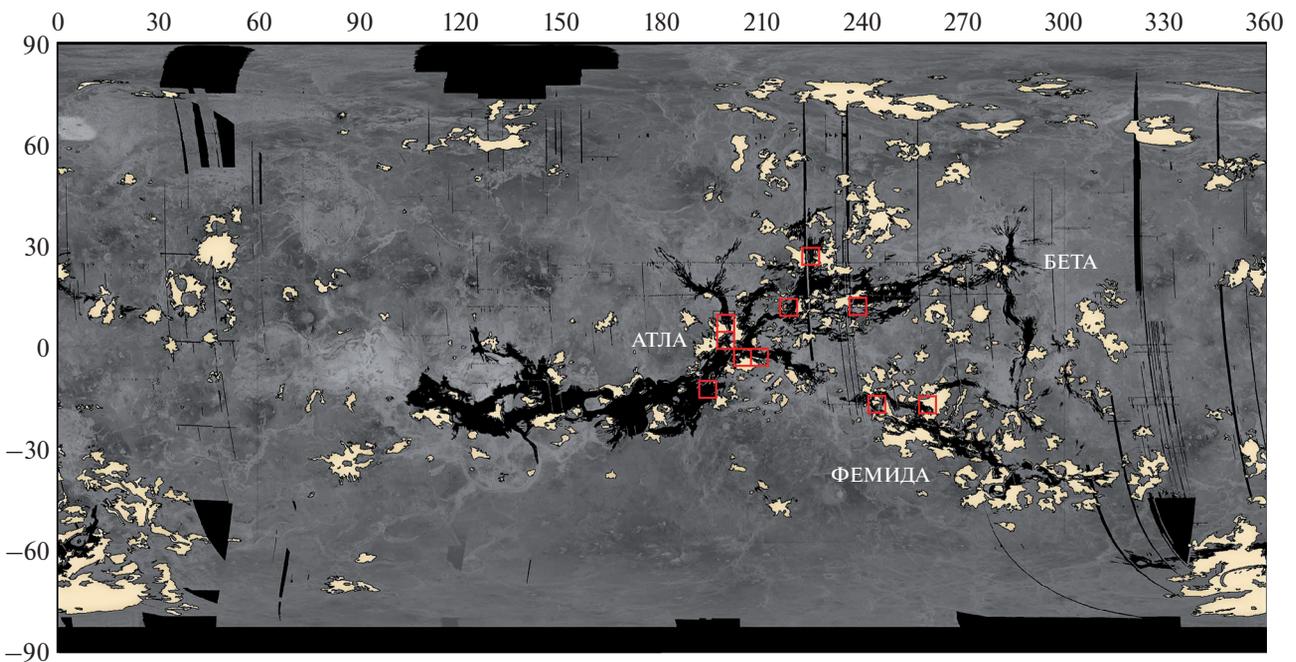


Рис. 5. Распределение рифтовых зон (черный цвет) и лопастных равнин (желтый цвет) на поверхности Венеры: основа — изображение КА Magellan в простой цилиндрической проекции; границы подразделений по (Ivanov, Head, 2011). Области изучения возрастных соотношений между рифтовыми зонами и лопастными равнинами показаны красными квадратами.

Более низкую радарную яркость (наиболее гладкая поверхность) имеет нижнее подразделение (pl_1), более высокую – среднее подразделение (pl_2) и верхнее подразделение лопастных равнин (pl_3) имеет наивысшую радарную яркость (наиболее шероховатая поверхность). Самое молодое подразделение лопастных равнин (pl_3) нарушается структурами рифтовой зоны, которая пересекает всю область исследования в меридиональном направлении. Таким образом, рифтовая зона представляет собой самый молодой структурный комплекс в изучаемом районе. Район 44-12 иллюстрирует наиболее распространенный тип соотношений (около 60% случаев), когда рифтовые зоны (rz) деформируют все разновидности лопастных равнин и, таким образом, стратиграфически моложе (рис. 6в).

Второй район (39-17, рис. 7а) расположен в области Атла вблизи вулкана Маат между $0-5^\circ$ с.ш. и $195-200^\circ$ в.д. Потоки лопастных равнин распространяются главным образом из вулкана Маат, протягиваясь на сотни километров от его вершины. Они представлены четырьмя вещественными подразделениями разных возрастов (pl_{1-4}), которые характеризуются разной радарной яркостью поверхности (рис. 7б, синие стрелки). Местами более молодые лавовые равнины (pl_4) заполняют рифтовую долину Дали, но в других соседних местах пересекаются структурами рифтовой зоны (рис. 7б, черные стрелки). Таким образом, район картирования демонстрирует такой тип соотношений, когда рифтовые структуры формировались синхронно с наиболее поздними генерациями лопастных равнин (рис. 7в). Возрастные соотношения рифтов и лопастных равнин, наблюдаемые в районе 39-17, характеризуют примерно 30% изучаемых случаев.

Лопастные равнины здесь (рис. 8б) также представлены четырьмя различными возрастными подразделениями (pl_{1-4}). Материал подразделений имеет различную радарную яркость поверхности: от наиболее низкой для подразделения pl_1 до наиболее высокой для подразделения pl_4 . Лавовые потоки более молодых подразделений – pl_4 и pl_3 – растекаются из вулкана Озза на сотни километров. Эти вулканические комплексы проявились на этапе развития рифтовой структуры Ганис и частично ее затапливают. Таким образом, в изучаемой области, рифты характеризуются как более древние структуры по отношению к лавовым подразделениям – pl_4 и pl_3 (рис. 8в). Такие соотношения наблюдались в 10% случаев.

Во всех изучаемых областях лопастные равнины перекрывают рифтовые структуры только локально в отдельных областях. Таким образом, не наблюдается ни одного случая, когда рифтовые структуры предшествовали всему комплексу лопастных равнин.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Пояса борозд и рифтовые зоны представляют собой мощные зоны растяжения, которые формировались в разные периоды геологической истории Венеры (Basilevsky, Head, 1998; Ivanov, Head, 2011).

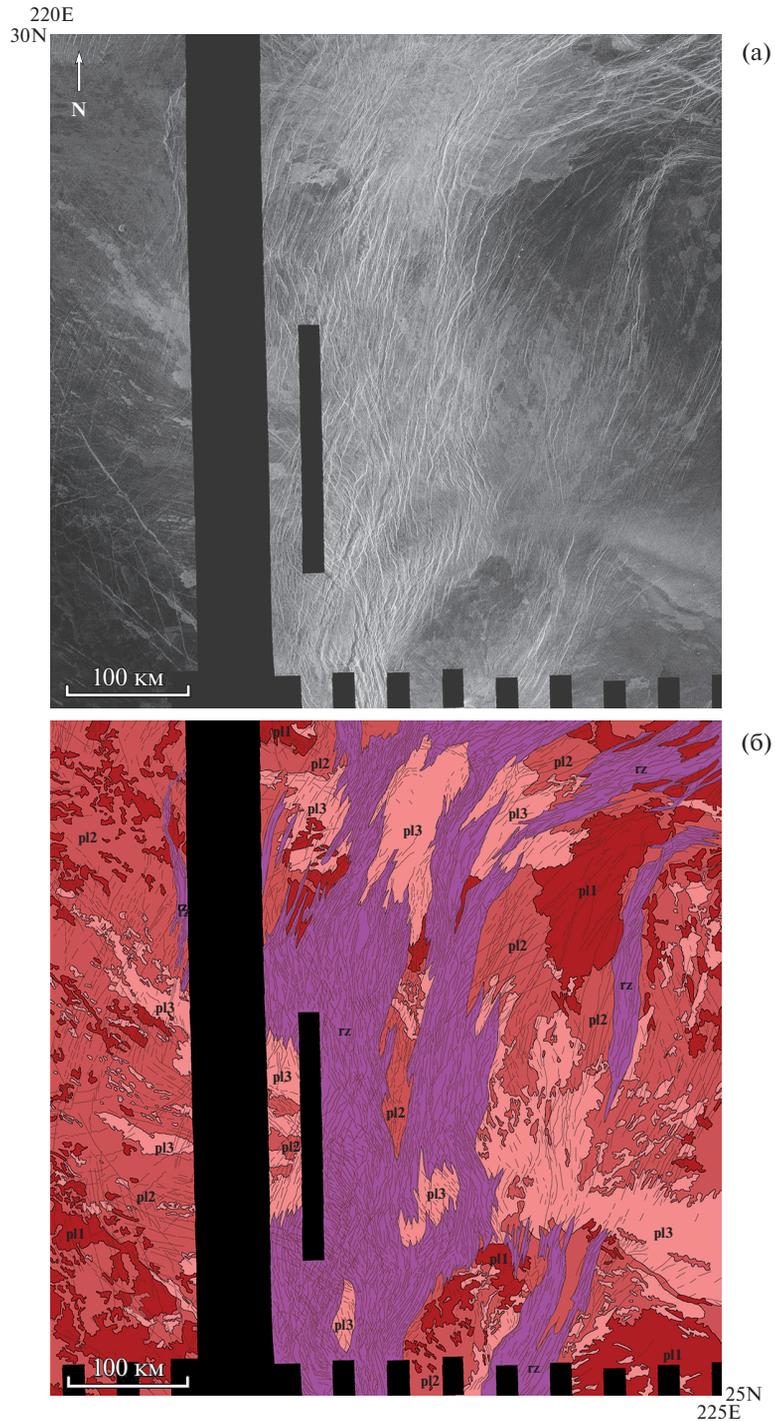
Пояса борозд – более древние комплексы, характеризующие заключительные фазы древнего тектонического режима обновления поверхности (Basilevsky, Head, 1998; Ivanov, Head, 2015). Рифтовые зоны характерные образования наиболее молодого вулканотектонического режима (Ivanov, Head, 2015).

Более молодые рифтовые зоны отличаются от более древних поясов борозд следующими характерными особенностями.

(1) Индивидуальные сегменты рифтовых зон обладают большей протяженностью по сравнению с сегментами поясов борозд (Ivanov, Head, 2001б; Гусева и др., 2004), но в целом, рифты – менее распространенные структурные зоны, сконцентрированные преимущественно в экваториальной области Венеры. Пояса борозд, хотя и менее выразительны в рельефе, встречаются практически повсеместно и образуют ветвящуюся сеть поясов глобального масштаба. Таким образом, с течением времени зоны растяжения становились более локализованными. Это может указывать на изменения режимов мантийной конвекции как функции времени.

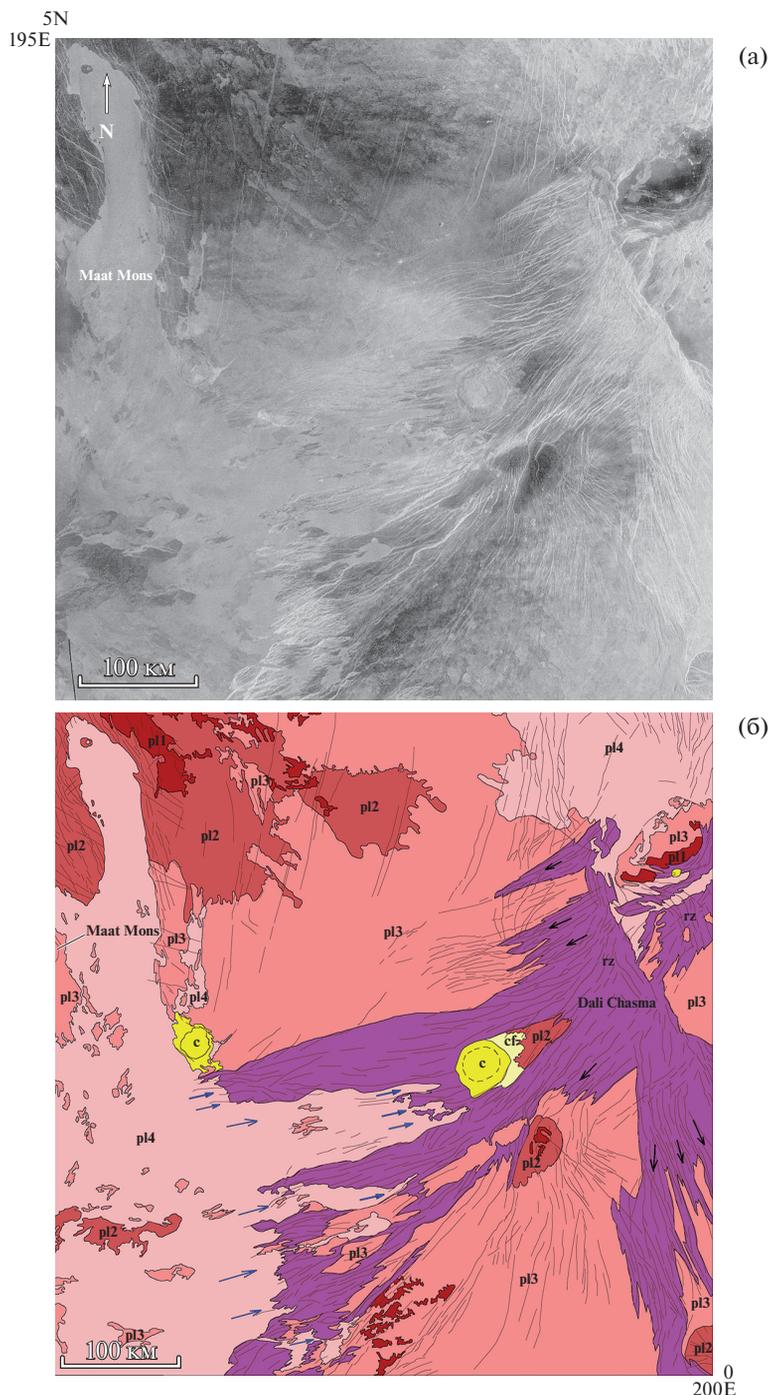
(2) Рифтовые зоны имеют более контрастный рельеф, образованный чередованием глубоких грабенов и горстов. Размах рельефа в пределах рифтовых зон может достигать нескольких километров. Пояса борозд топографически менее контрастны, амплитуда их рельефа, как правило, не превышает нескольких сотен метров. Увеличение топографической контрастности рифтовых зон, вероятно, свидетельствует об увеличении мощности деформируемого слоя литосферы на поздних этапах геологической истории Венеры.

(3) Структуры рифтов отличаются от структур поясов борозд морфологией трещиноватости. Рифтовая трещиноватость более редкая и извилистая, а отдельные трещины часто имеют зигзагообразную форму в плане. Трещиноватость поясов борозд более плотная, чем рифтовая, сами структуры более прямолинейные или слабоизвилистые. Зигзагообразных структур растяжения в пределах поясов борозд не наблюдается. Более высокая плотность структур в поясах борозд свидетельствует о более высокой степени переработки поверхности. Меньшая извилистость трещин в поясах может указывать на наличие горизонтальной сдвиговой составляющей при формировании поясов борозд. Более извилистые структуры рифтовых зон в большей степени согласуются с их интерпретацией как трещин отрыва.



Последовательность образования	Вещественно-структурные комплексы (В)
	<ul style="list-style-type: none"> Рифтовые зоны Лопастные равнины третьей генерации Лопастные равнины второй генерации Лопастные равнины первой генерации

Рис. 6. (а–в). Район на севере области Ульфрун (44–12): рифтовая зона – самый молодой структурный комплекс, пересекает лопастные равнины трех генераций. (а) – радарное изображение КА Magellan, (б) – геологическая карта этой области, (в) – условные обозначения и последовательность образования подразделений; пространственное разрешение 176 м/э.и., координаты центра 27.5° с.ш., 222.5° в.д.



Последовательность образования	Вещественно-структурные комплексы (В)
	c cf Материал ударных кратеров (с) и выбросов (cf)
	rz Рифтовые зоны
	pl4 Лопастные равнины четвертой генерации
	pl3 Лопастные равнины третьей генерации
	pl2 Лопастные равнины второй генерации
	pl1 Лопастные равнины первой генерации

Рис. 7. (а–в). Область в регионе Атла (39–17): рифтовая зона и лопастные равнины сформированы синхронно. Лопастные равнины в четырех возрастных генерациях. (а) – радарное изображение КА Magellan, (б) – геологическая карта, (в) – условные обозначения и последовательность образования подразделений; разрешение 176 м/э.и., координаты центра изображения 2.5° с.ш., 197.5° в.д. Пояснения в тексте. Третий район (39–16, рис. 8а) расположен в регионе Атла вблизи вулкана Озза, между 5–10° с.ш. и 195–200° в.д.

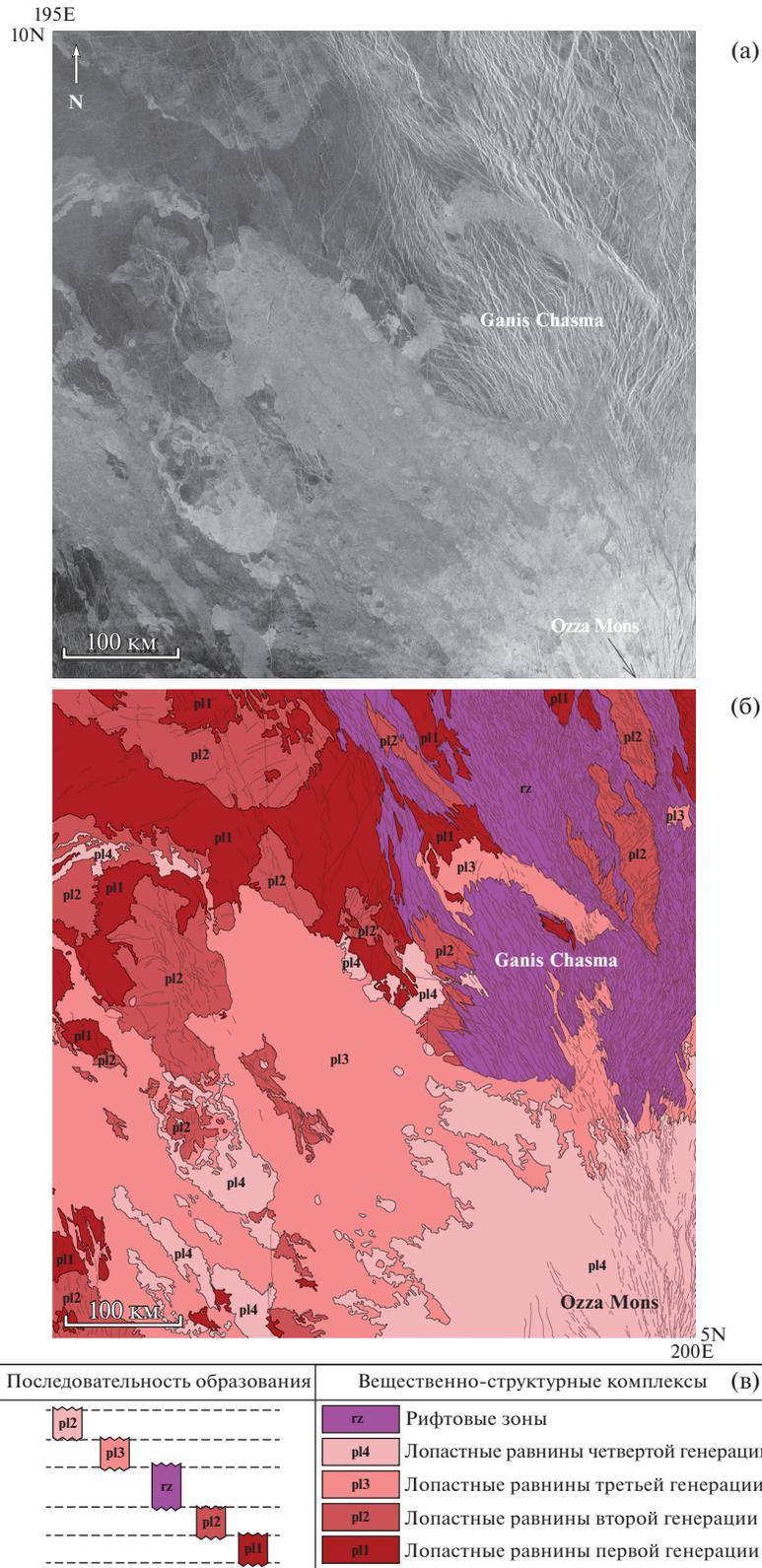


Рис. 8. (а–в). Область в регионе Атла вблизи вулкана Оза (39-16): лопастные равнины концентрируются преимущественно в рифтовой зоне, заливают ее, и в целом, сформированы позднее рифтовой зоны; (а) – радарное изображение КА Magellan, (б) – геологическая карта, (в) – условные обозначения и последовательность образования подразделений; разрешение 176 м/э.и., координаты центра 7.5° с.ш., 197.5° в.д.

(4) Результаты измерений расстояний между структурными элементами в пределах рифтовых зон и поясов борозд показывают, что пояса борозд характеризуются систематически меньшими средними значениями спейсинга (1.2 ± 0.3 км) по сравнению с рифтовыми зонами (1.8 ± 0.4 км) (Guseva, 2008). Следовательно, спейсинг структур в зонах растяжения возрастает при переходе от более древних зон к более молодым. Увеличение значений спейсинга дает основания предполагать систематическое увеличение мощности деформируемого литосферного слоя с течением времени (Brown, Grimm, 1999; Ivanov, Head, 2015).

(5) Рифтовые зоны и пространственно связанные с ними вулканические комплексы лопатных равнин представляют собой главные компоненты вулканотектонического режима обновления поверхности. Установлены три основных случая соотношения этих комплексов: рифтовые структуры моложе лопатных равнин (в 60% случаев); рифтовые структуры синхронны самым поздним эпизодам вулканической активности лопатных равнин (в 30% случаев) и рифтовые структуры формировались на фоне вулканизма лопатных равнин и прекратили свое развитие до окончания вулканической активности (в 10% случаев).

Из этих соотношений можно сделать вывод, что эндогенная активность в течение вулканотектонического режима в областях совместного развития лопатных равнин и рифтовых зон чаще начиналась проявлением вулканизма с последующим рифтообразованием. В большинстве случаев рифтогенез был приурочен к завершающим этапам развития того или иного региона.

Работа выполнена при поддержке госзадания № 0137-2018-0016 и программы Президиума РАН № 28 “Космос: исследования фундаментальных процессов и их взаимосвязей”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гусева Е.Н., Черкашина О.С., Красильников А.С. Картирование рифтовых зон на Венере, предварительные результаты: пространственное распределение, взаимоотношение с региональными равнинами, морфология трещиноватости, топография и характер вулканизма // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. М.: ГЕОС, 2004. С. 147–151.
- Barsukov V.L., Basilevsky A.T., Burba G.A., Bobinna N.N., Kryuchkov V.P., Kuzmin R.O., Nikolaeva O.V., Pronin A.A., Ronca L.B., Chernaya I.M., Shashkina V.P., Garanin A.V., Kushky E.R., Markov M.S., Sukhanov A.L., Kotelnikov V.A., Rzhiga O.N., Petrov G.M., Alexandrov Yu. N., Sidorenko A.I., Bogomolov A.F., Skrypnik G.I., Bergman M.Yu., Kudrin L.V., Bokshstein I.M., Kronrod M.A., Chochia P.A., Tyuflyin Yu.S., Kadnichansky S.A., Akim E.L. The geology and geomorphology of the Venus surface as revealed by radar images obtained by Venera 15 and 16 // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. B4. P. D378–D398.
- Basilevsky A.T., Head J.W. Global stratigraphy of Venus: analysis of a random sample of thirty-six test areas // Earth, Moon and Planets. 1995. V. 66. P. 285–336.
- 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. Rifts and large volcanoes on Venus: Global assessment of their age relations with regional plains // J. Geophys. Res. 2000a. V. 105. P. 24.583–24.611.
- Basilevsky A.T., Head J.W. Geologic units on Venus: Evidence for their global correlation // Planet and Space Sci. 2000b. V. 48. P. 75–111.
- 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.
- Brown C.D., Grimm R.E. Tectonics of Artemis Chasma: A Venusian “plate” boundary // Icarus. 1999. V. 117. P. 219–249.
- 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.
- Cherkashina O.S., Guseva E.N., Krassilnikov A.S. Mapping of rift zones on Venus. Preliminary results: spatial distribution, relationship with regional plains, morphology of fracturing, topography and style of volcanism // 35th Lunar and Planet. Sci. Conf. 2004. Abstract 1525.
- Crumpler L.S., Head J.W., Aubele J.C. Relation of major volcanic center concentration on Venus to global tectonic patterns // Science. 1993. V. 261. P. 591–595.
- Guseva E.N. Morphological analysis the rift zones of Venus // 48th Vernadsky-Brown Microsymp. on Comparative Planetology. 2008. Abstract # m48_11.
- Guseva E.N. Comparison of the Volume of Rift-related Volcanic Rocks on Venus and Earth // 41st Lunar and Planet. Sci. Conf. 2010. Abstract #1094.
- 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. 13.153–13.197.
- Head J.W., Basilevsky A.T. Sequence of tectonic deformation in the history of Venus: evidence from global stratigraphic relations // Geology. 1998. V. 26. P. 35–38.
- Ji S., Saruwatari K. A revised model for the relationship between joint spacing and layer thickness // J. Structural Geol. 1998. V. 20. № 11. P. 1495–1508.
- Jurdy D.M., Stefanick M. Correlation of Venus surface features and geoid // Icarus. 1999. V. 139. P. 93–99.
- Ivanov M.A., Head J.W. Global geological map of Venus // Planet. and Space Sci. V. 59. 2011. 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.
- Konopliv A.S., Banerdt W.B., Sjogren W.L. Venus Gravity: 180th degree and order model // Icarus. 1999. V. 139. P. 3–18.

- Ladeira F.L., Price N.J.* Relationship between fracture spacing and bed thickness // *J. Structural Geol.* 1981. V. 3. № 2. P. 179–183.
- 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.
- Mastrapa R.* Termal evolution of Venus: A preliminary study based on tectonic feature spacing // 34th Lunar and Planet. Sci. Conf. 1997. Abstract 1756.
- 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.
- Saunders R.S., Pettengill G.H., Arvidson R.E., Sjogren W.L., Johnson W.T.K., Pieri L.* The Magellan Venus radar mapping mission // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 8339–8355.
- Schaber G.G.* Venus: Limited extension and volcanism along zones of lithospheric weakness // *Geophys. Res. Lett.* 1982. V. 9. P. 499–502.
- Senske D.A., Head J.W., Stofan E.R., Campbell D.B.* Geology and structure of Beta Regio, Venus: Results from Arecibo radar imaging // *Geophys. Res. Lett.* 1991. V. 18. P. 1159–1162.
- 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 Int. 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.
- Sjogren W.L., Bills B.G., Birkeland P.B., Esposito P.B., Konopliv A.R., Mottlinger 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.
- Solomon S.C., Smrekar S.E., Bindshadler D.* Venus tectonics: An overview of Magellan observations // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 13199–13256.
- Stofan E.R., Head J.W., Campbell D.B., Zisk S.H., Bogomolov A.F., Rzhiga O.N., Basilevsky A.T., Armand N.* Geology of a rift zone on Venus: Beta Regio and Devana Chasma // *GSA Bull.* 1989. V. 101. P. 143–156.
- 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. 23.317–23.327.
- 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. Arizona Press, 1997. P. 845–878.
- 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.