

Рифты Венеры и Земли: сходство и различие

Е.Н.Гусева¹, М.А.Иванов¹

¹Институт геохимии и аналитической химии имени В.И.Вернадского РАН (Москва, Россия)

Наибольшее сходство с венерианскими рифтовыми областями Атла и Бета имеют земные рифты восточной ветви Восточно-Африканской рифтовой зоны. В обоих случаях доминирующие особенности рельефа — крупные сводовые поднятия. Однако рифтоносущие своды Венеры значительно крупнее своих земных аналогов. Рассматриваемые рифтовые зоны на нашей планете и на Венере выражены в рельефе схожими линейными осевыми грабенами, ограниченными бортовыми поднятиями, но их количественные морфометрические характеристики существенно различаются. Рифты Венеры приблизительно вдвое протяженнее и шире земных, а их горизонтальное растяжение значительно меньше. Механизмы рифтообразования, по-видимому, схожи для венерианских областей Атла и Бета и для восточной ветви Восточно-Африканской зоны Земли. Рифты сформированы в результате воздействия восходящего мантийного потока на литосферу с последующим сводообразованием и растяжением, а существенное различие их морфометрических характеристик, скорее всего, связано с разной мощностью дорифтовой литосферы.

Ключевые слова: рифтовые зоны, грабены, сводовые поднятия, растяжение, рифтообразование, литосфера, мантийные диапиры (плюмы).

Венера и Земля — две крупные планеты земной группы, которые схожи по размеру, массе, объему, плотности и, вероятно, по валовому составу и теплогенерирующему потенциалу [1]. Долгое время они считались планетами-близнецами, а Венера рассматривалась как аналог Земли, находящийся на более раннем этапе геологической эволюции. Однако уже после первых межпланетных экспедиций к Венере выяснилось, что она существенно отличается от нашей планеты по облику поверхности и условиям [2]. Прежде всего это температура (на поверхности планеты она достигает почти 500°C) и давление (около 100 атм) [3]. Изучение Венеры с помощью орбитальных радарных систем выявило еще одно ее принципиальное отличие от Земли — иной глобальный тектонический стиль. Любая планета представляет собой тепловую машину, теряющую внутреннее тепло. Этот односторонний процесс определяет ее геологическую эволюцию. Механизмы потери тепла, однако, могут быть разными и выражаются в глобальном текто-



Евгения Николаевна Гусева, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геохимии и аналитической химии имени В.И.Вернадского. Изучает геологию планетных тел Солнечной системы, главным образом процессы рифтообразования и вулканизма.
e-mail: guseva-evgeniya@yandex.ru



Михаил Арсеньевич Иванов, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией сравнительной планетологии того же института. Область научных интересов — геология, планетная геология, космохимия.
e-mail: mikhail_ivanov@brown.edu

ническом стиле. В частности, на Земле такой механизм проявлен в виде тектоники плит [4]: жесткие литосферные блоки (плиты) поперечником в тысячи километров перемещаются в горизонтальном направлении, расходятся, сталкиваются и погружаются одна под другую. Горизонтальное перемеще-

ние плит — главный вектор глобального тектонического стиля Земли, а его характерные признаки (глубоководные желоба, срединно-океанические хребты и трансформные разломы) ярко выражены в рельефе и структурах поверхности.

Детальная съемка поверхности Венеры в экспедициях «Венера-15 и -16» и «Магеллан» не выявила признаков тектоники плит на этой планете [3, 5]. Вместо этого на Венере обнаружены образования, представляющие собой гигантские сводовые поднятия высотой в несколько километров и поперечником в несколько тысяч километров [6]. Они интерпретируются как области подъема горячего мантийного вещества [7–9]. Из центра некоторых поднятий расходятся очень протяженные (тысячи километров) зоны растяжения и растрескивания, проявленные как глубокие линейные топографические депрессии [2, 10, 11]. Похожие структуры, известные на Земле в пределах континентальных блоков, называются континентальными рифтами [12]. Характерное сочетание сводовых поднятий и рифтов дает основание думать, что на Венере (в отличие от Земли) доминирует другой глобальный тектонический стиль — плюм-тектоника [13], в котором основной движущей силой выступают вертикальные мантийные плюмы (диапиры). Последние приводят к выгибанию и растрескиванию литосферы без заметных горизонтальных смещений. Главный вектор плюм-тектоники (в отличие от тектоники плит) — вертикальный. Интерпретация изображений поверхности Венеры [3] указывает на то, что на протяжении основной части ее различимой геологической истории (последние 300–500 млн лет) именно плюм-тектоника представляла собой главный механизм потери внутреннего тепла.

Плум-тектоника действует и на Земле, но ее роль второстепенна по сравнению с тектоникой плит, и она проявлена лишь в отдельных (хотя и обширных) регионах [14]. Один из них — восточная окраина Африканского материка (Восточно-Африканская рифтовая зона, ВАРЗ), где развиты крупные сводовые поднятия, которые соединены протяженными рифтовыми зонами [15, 16]. Сводовые поднятия ВАРЗ, как представляется многим исследователям, возникают за счет восходящих мантийных плюмов, а рифты — за счет растрескивания континентальной литосферы при образовании сводов [17]. Сочетание этих структур напоминает ситуацию на Венере [10], и, следовательно, ее тектонический стиль можно в какой-то мере охарактеризовать, если провести количественный сравнительный анализ сводовых поднятий и рифтовых зон на обеих планетах.

Геолого-морфометрические характеристики рифтовых зон

На Венере рифты преимущественно сосредоточены в восточной части экваториальной зоны (45° с.ш. — 45° ю.ш., 100–315° в.д.) и на востоке южного полушария (55–65° ю.ш., 315–360° в.д.), где они образуют единую систему общей протяженностью около 50 тыс. км (рис.1). Отдельные ветви этой системы достигают нескольких тысяч километров в длину и нескольких сотен километров в ширину [19, 20] и представляют собой пучки сближенных структур растяжения — грабенов. Пучки располагаются топографически ниже окружающей местности, и, таким образом, отдельные ветви рифтовых зон проявляются в рельефе как глубокие (до нескольких километров) и протяженные топографические депрессии — трог.

Как правило, рифты расчленяют прилегающую местность и разрушают другие структурные и вещественные комплексы (рис.2), т.е. выступают как более молодые образования. В некоторых случаях грабены рифтов частично подтопляются лавами лопастных равнин. В таких случаях более молодым комплексом выступают равнины. Наиболее часто, однако, грабены рифтов как подтопляются лавами лопастных равнин, так и пересекают их [21]. Подобные соотношения свидетельствуют о том, что рифты и лопастные равнины формировались примерно в одно и то же время. Они — характерные образования наиболее молодого, атлийского, периода геологической истории Венеры [18, 22].

По наличию или отсутствию пространственной ассоциации рифтовых зон с крупными сводовыми поднятиями, по особенностям их рельефа и морфометрическим характеристикам (протяженности, ширине и глубине), в пределах рифтовых зон можно выделить две категории структур: рифтовые долины и пояса грабенов (см. рис.2) [20]. Все эти структуры рифтов — разновидности единых зон растяжения, и все они образованы в атлийский период [21]. Рифтовые долины представляют собой зоны растяжения, сосредоточенные главным образом в вершинной части сводовых поднятий, а пояса грабенов протягиваются далеко за их пределы. Рифтовые долины — резко выраженные в рельефе широкие и глубокие каньоны, оперенные отдельными грабенами, а пояса грабенов — серии отдельных грабенов, чередующиеся с горстами примерно той же ширины и амплитуды.

Рифтовые долины и пояса грабенов сопоставимы по глубине: их максимальные глубины достигают почти 3 км, но они существенно различаются по ширине: их максимальная ширина составляет около 400 км, а поясов грабенов — около 1000 км [20].

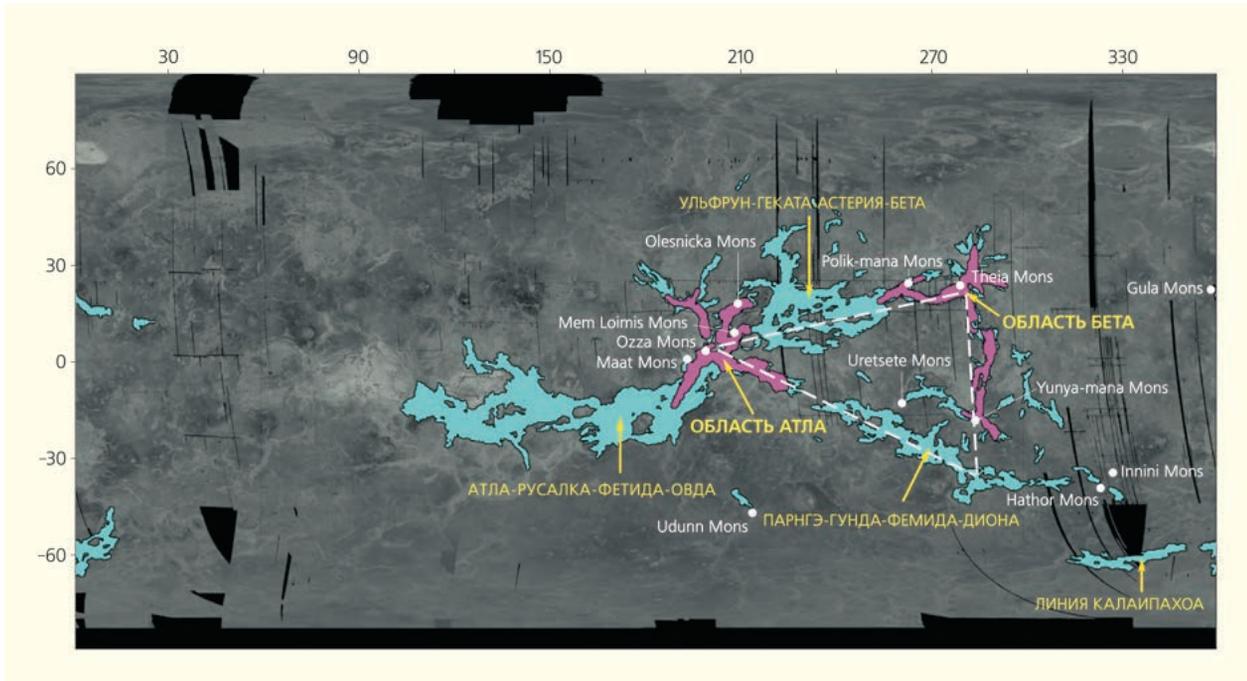


Рис.1. Карта распределения рифтовых долин (розовые) и поясов грабенов (голубые) на поверхности Венеры. Вулканы, ассоциирующие с рифтами, показаны белыми точками; область Бета—Атла—Фемида (БАФ) — белой пунктирной линией. Общие границы подразделения рифтовых зон даны по [18] с изменениями.

Рифтовые долины — значительно более концентрированные структурные зоны по сравнению с поясами грабенов и при этом менее протяженные (несколько тысяч километров), тогда как пояса грабе-

нов протягиваются на несколько десятков тысяч километров.

Крупные (поперечником в несколько тысяч километров) сводовые поднятия Венеры сосредото-

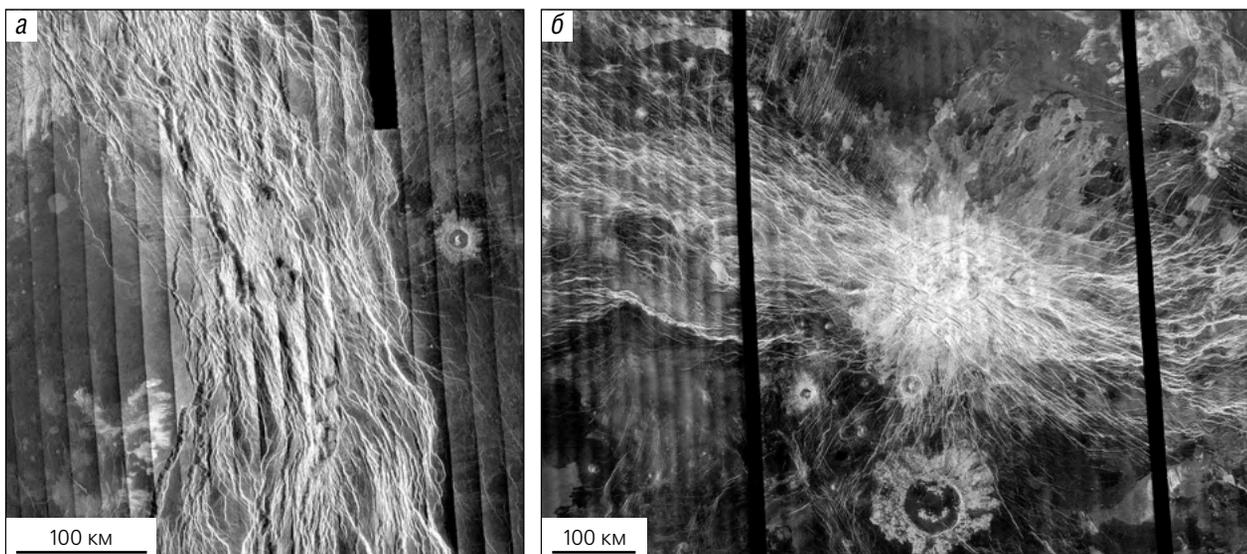


Рис.2. Рифт каньона Ганис (Ganis Chasma) в области Атлы представляет серии сближенных грабенов, которые пересекают региональные равнины (а). Фрагмент изображения C1-MIDR, 15N197, центр фрагмента — 13° с.ш., 98° в.д. Рифт каньона Гекааты (Hecate Chasma) в области Астерии (б). Грабены рифта пересекают вулкан Полик-маны (Polik-mana Mons) и часть его лавовых потоков, другие потоки заталпывают структуры рифтовой зоны. Фрагмент изображения C1-MIDR, 15N266, центр фрагмента — 19° с.ш., 268° в.д.

чены в области Бета—Атла—Фемида. Это основные места формирования и распространения рифтовых долин [2, 10, 11]. Подобные поднятия классифицируются как рифтовые своды [6]. Рифтовые долины расходятся из их вершин и протягиваются на тысячи километров (см. рис.1). Наиболее типичные представители рифтовых долин встречаются в областях Атла и Бета, которые характеризуются высокими положительными гравитационными аномалиями [23]. Здесь с рифтовыми долинами пространственно ассоциируют крупные вулканы диаметром более 100 км [11, 24] (см. рис.1).

Рифтовые долины области Атла (Atla Regio) расположены в обширном регионе с координатами 0–25° с.ш. и 180–210° в.д. (см. рис.1). Свод области Атла поперечником 1200–1900 км и высотой 2.5 км слегка вытянут в северо-западном направлении [6, 20]. Из его вершины рифтовые долины расходятся в северо-западном, юго-западном и юго-восточном направлениях и протягиваются на расстояние до 3 тыс. км. Максимальная глубина рифтовых долин составляет около 3 км, а ширина не превышает 400 км [20]. Форма рифтов в сечении W-образная, высота бортовых поднятий варьирует от 1.7 до 2.6 км.

В целом время проявления рифтообразования и вулканизма в области Атла оценивается величиной около 0.1 Т [22], где Т — средний модельный возраст поверхности Венеры, который определяется разными авторами от 300 до 750 млн лет [25, 26].

Рифтовые долины области Бета (Beta Region) расположены в регионе с координатами 25–50° с.ш. и 180–210° в.д. (см. рис.1). Область Бета характеризуется наличием крупного изометричного свода поперечником около 2600 км и высотой от 2 до 5 км [6, 9]. Из его вершины рифтовые долины расходятся на север, юго-запад и юг и протягиваются на 3500 км. Южная ветвь каньона Деваны сливается с областью Феба. Максимальная глубина рифтовых долин здесь достигает почти 2 км, а максимальная ширина не превышает 250 км [20]. Форма рифтов в сечении часто W-образная, реже — V-образная, высота бортовых поднятий варьирует от 2 до 2.2 км.

Время вулканической активности и возраст рифтовых структур, ассоциирующих со сводом области Бета, оценивается величиной менее 0.5 Т [27].

Как и в земных рифтах, рельеф рифтовых долин Венеры характеризуют структуры грабен и горстов. Они располагаются на различной высоте относительно бортов долин и свидетельствуют о разных скоростях проседания литосферных блоков при формировании рифтов. В областях Атла и Бета для рифтовых долин наиболее типична W-образ-

ная форма, имеющая поднятия в срединной части. Реже — V-образная, без срединного поднятия.

Характерная ассоциация рифтовых долин в области Атла и Бета со сводово-купольными возвышенностями, обильным вулканизмом и значительными положительными гравитационными аномалиями указывает на то, что наиболее вероятным механизмом их образования было растрескивание литосферы над восходящими мантийными плюмами [28]. Рифтовые долины, генетически связанные со сводами, вероятно, формировались над центральными частями восходящих плюмов. Скорее всего, они представляют собой отдельные ослабленные зоны литосферы Венеры, которые образовались на фоне ее вздымания. Модельные оценки мощности литосферы Венеры составляют 300–350 км [29]. При этом величина горизонтального растяжения венерианских рифтов, по нашим оценкам, составляет около 2% в области Атла и около 3% в области Бета. Сводообразование здесь началось после становления региональных равнин Венеры в атлийский период, когда главные факторы обновления поверхности — тектонические процессы и вулканизм — действовали в обширных, но изолированных регионах [21].

На Земле рифты интерпретируются как крупные зоны растяжения литосферы, которые образуют мировую рифтовую систему планеты. Они делятся на два класса: океанические и континентальные [12].

Океанические рифты зоны представляют собой линейно вытянутые возвышенности срединно-океанических хребтов (СОХ), рассеченные продольными и поперечными разломами [30]. Они — пологосклонные и протяженные структуры в срединных частях большинства океанов (рис.3). Оценки мощности механической литосферы в областях распространения океанических рифтов варьируют от 2 до 13 км [31].

Континентальные рифты зоны распространены в значительно меньшей степени (например, Восточно-Африканская и Байкальская рифтовые зоны, Рейнский грабен), чем срединно-океанические хребты, и встречаются лишь в некоторых регионах (см. рис.3). В рельефе молодые континентальные рифты представлены глубокими долинами шириной до 100 км, ограниченными бортовыми поднятиями, которые могут быть симметричными, асимметричными или вовсе не выраженными в рельефе [32, 33]. В зависимости от области формирования континентальные рифты образуют две группы: рифты в пределах складчатых поясов (Байкальский рифт и Рейнский грабен) и рифты в стабильных платформенных областях (например, Афро-Аравийская рифтовая система, к кото-

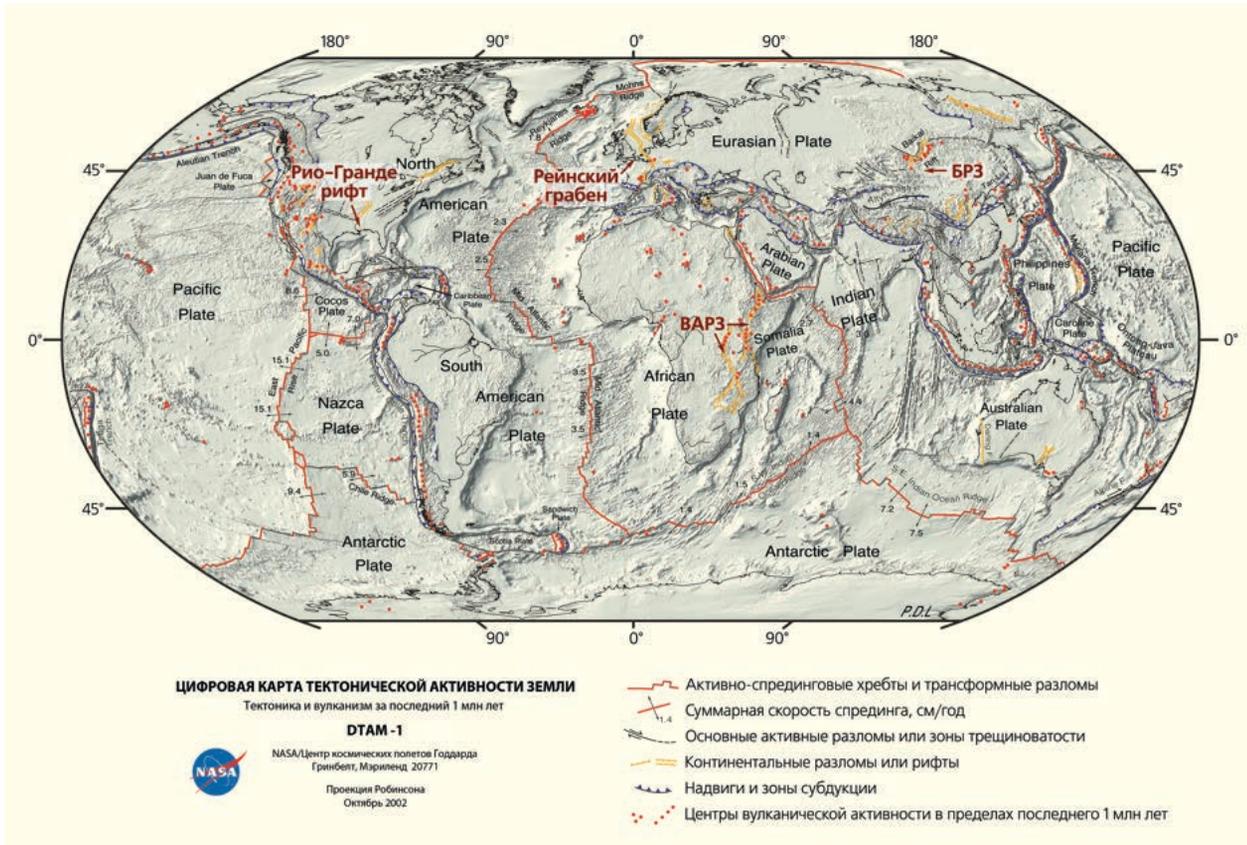


Рис.3. Мировая рифтовая система Земли. Океанические рифты (СОХ) показаны красными линиями, континентальные рифты (Рио-Гранде, Рейнский грабен, ВАРЗ, БРЗ — Байкальская рифтовая зона) — желтыми.

рой относится ВАРЗ) [12, 34]. Все эти структуры закладываются и развиваются на континентальной литосфере мощностью около 100 км [35].

Здесь мы рассмотрим только хорошо выраженные молодые рифтовые зоны кайнозойского (около 40 млн лет назад) возраста, развитые в стабиль-

ных платформенных областях. Их морфологические характеристики еще не стертые эрозионными процессами, и они представляют морфологические аналоги рифтовых зон Венеры. К ним относятся структуры Восточно-Африканской рифтовой зоны (рис.4), которая состоит из двух ветвей и служит

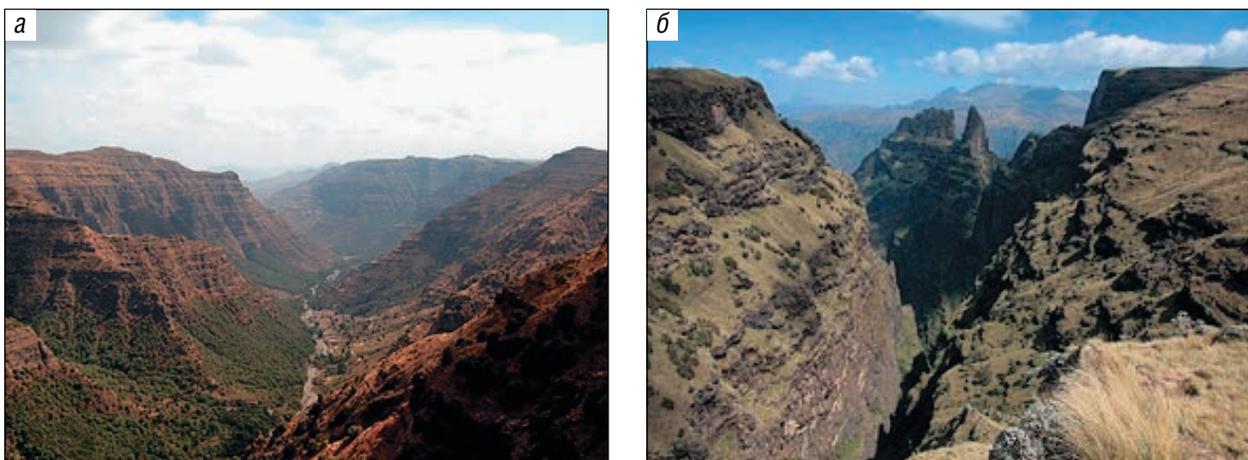


Рис.4. Восточно-Африканская рифтовая зона: а — западная (Ньяса-Танганьикская) и б — восточная (Кенийско-Эфиопская) ветви. Рифтовая долина западной ветви представлена V-образной депрессией, восточной — W-образной.

примером сосуществования двух различных типов рифтов: щелевого и сводово-вулканического [15]. Западная ветвь относится к щелевому типу, а восточная — к сводово-вулканическому. Вероятно, что рифты сводово-вулканического типа образуются под воздействием восходящего мантийного потока, что приводит к выгибанию и растрескиванию литосферы, а рифты щелевого типа формируются в результате горизонтального растяжения литосферы и возникновения в этом месте топографической депрессии [15, 35, 36].

Восточно-Африканская рифтовая зона простирается в меридиональном направлении более чем на 6 тыс. км, а ее западная (Ньяса-Танганьикская) и восточная (Кенийско-Эфиопская) ветви огибают древний архейский литосферный блок (рис.5).

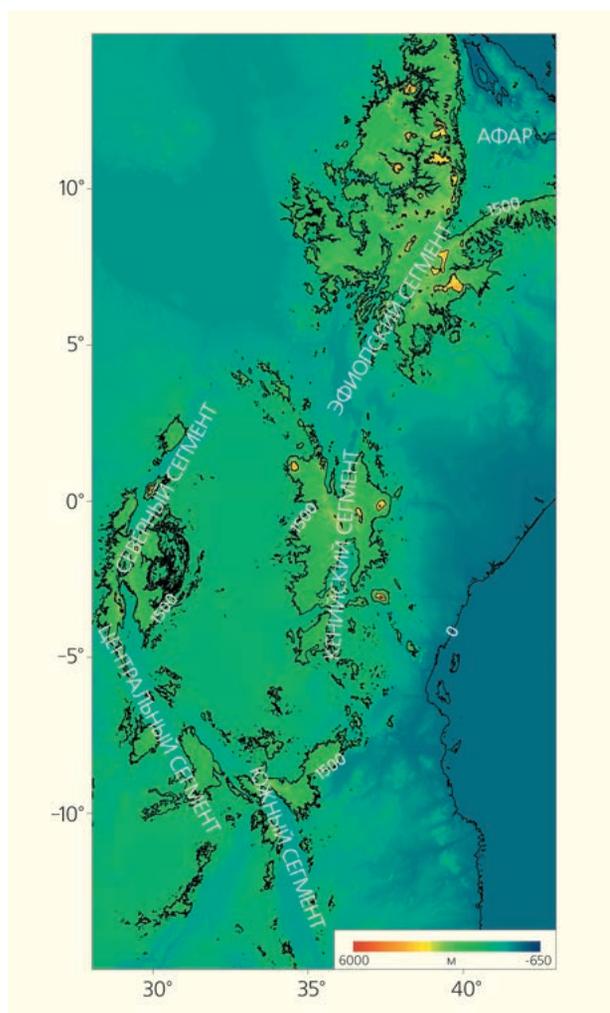


Рис.5. Рельеф Восточно-Африканской рифтовой зоны. Западная ветвь состоит из северного, центрального и южного сегментов; восточная — из Эфиопского и Кенийского, с топографическими изолиниями 1500 м, которые ограничивают одноименные сводовые поднятия.

Вся эта зона начала формироваться и развивалась в кайнозое (в позднем эоцене) в результате воздействия мантийного плюма на континентальную литосферу мощностью 100–150 км [33, 37, 38].

Западная (Ньяса-Танганьикская) ветвь протягивается приблизительно на 2100 км [39] и состоит из грабенов, представляющих собой занятые озерами замкнутые депрессии. Их форма в сечении — V-образная, а протяженность варьирует от 100 до 600 км [17, 32]. Все грабены формировались поэтапно: сначала обособливались отдельные трещинные структуры, которые по мере разрастания в длину соединялись друг с другом, образуя северный, центральный и южный сегменты западной ветви. Рифтообразование в этой ветви ВАРЗ характеризуется значительным (до 8%) растяжением [16, 40].

Северный сегмент западной ветви протягивается на 500 км при средней ширине около 40 км [39] и включает рифты Альберт, Эдуард и Киву. Они представляют собой асимметричные линейные грабены длиной 80–100 км, глубиной до 0.5 км с высотой бортовых поднятий от 1.4 до 2 км [39, 40]. Рифтообразование здесь началось в северном сегменте с формирования рифта Альберт [17] и распространилось в южном направлении.

Центральный сегмент состоит в основном из асимметричного грабена Танганьика протяженностью около 700 км, шириной около 70 км и глубиной до 1.5 км [37, 41]. Высота его бортовых поднятий составляет 2.6–3.4 км [17].

Южный сегмент рифтовой ветви включает асимметричные грабены Руква (Малави) и Ньяса протяженностью около 350 и 450 км соответственно, при средней ширине около 60 км [17, 37]. Высота их бортовых поднятий варьирует от 0.4 до 1.5 км [38, 40]. В этих рифтах расположены одноименные озера глубиной до 3 км [31, 38].

Восточная (Кенийско-Эфиопская) ветвь протягивается меридионально из области Афар (тройного сочленения рифтов) на 2200 км к югу и состоит из Кенийского и Эфиопского сегментов, которые приурочены к одноименным сводовым поднятиям (см. рис.5). Эти поднятия поперечником около 1000–1200 км и высотой от 1.5 до 2 км имеют овальную форму в плане [17, 42]. Их формирование, вероятно, связано с воздействием на литосферу восходящего мантийного плюма, присутствие которого подтверждается гравиметрическими и сейсмотомографическими данными [43–45]. Подобные результаты могут интерпретироваться как указывающие на существование одного плюма [46] либо двух обособленных (под Кенийским и Эфиопским рифтами) [47] или же на цепочки мелких

мантийных диапиров, которые восходят из одного более крупного и глубокого, располагающегося в верхней мантии [33].

Связанные со сводами Кенийский и Эфиопский рифты — линейные асимметричные грабены или полуграбены (если проявлен только один борт структуры), их ширина около 100 км, а глубина до 2 км [32]. В сечении они часто имеют W-образную форму. Горизонтальное растяжение для рифтов восточной ветви оценивается в 10%.

Эфиопский сегмент средней шириной около 120 км, глубиной около 2 км и высотой бортовых поднятий около 1.9 км составляет северную часть восточной ветви (см. рис.5). Он протягивается из области Афар к юго-западу на 500 км [15]. Эфиопский грабен приурочен к юго-восточному крылу одноименного свода шириной около 1000 км и высотой примерно 2 км [17, 32]. Рифтообразование в области Эфиопского сегмента, вероятно, началось с формирования цепочки чередующихся вдоль оси будущего рифта полуграбенов [48], на месте которых сформировалась симметричная рифтовая долина. Одновременно с образованием долины здесь начались вулканические излияния. Завершилось развитие сегмента возникновением линейного грабена вдоль оси уже сформированной рифтовой долины [33].

Кенийский сегмент средней шириной 60–70 км, глубиной 1.5 км [42] и высотой бортовых поднятий около 1.2 км составляет южную часть восточной ветви и простирается в меридиональном направлении примерно на 750 км (см. рис.5). Линейный грабен Кенийского рифта расположен на вершине свода поперечником 1000 км и высотой примерно 1.5 км [17]. Развитие Кенийского рифтового сегмента было отмечено первыми проявлениями вулканизма [32], а его эволюция связана с формированием в срединной части будущего свода топографических депрессий, с обособлением их в отдельные грабены и ростом бортовых поднятий [17].

Итак, изучаемые рифты западной и восточной ветвей ВАРЗ различаются по рельефу и морфологии, но, главное, — по механизму рифтообразования. Рифты восточной ветви представляют собой структуры, пространственно и генетически связанные со сводами — Кенийским и Эфи-

опским. Именно эти рифты имеют наибольшее сходство с рифтовыми областями Венеры, так как и в том и в другом случае доминирующие детали рельефа — крупные сводовые поднятия.

Сравнение венерианских и земных рифтов

Рифтовые зоны Венеры (областей Атла и Бета) и рифтовые зоны Земли (восточной ветви Восточно-Африканской рифтовой зоны) пространственно приурочены к сводовым поднятиям — поверхностным выражениям мантийных плюмов. Они интерпретируются как отклик литосферы на подъем горячего мантийного вещества, который в условиях Венеры и Земли может существенно различаться. Именно поэтому рифтонесущие своды Венеры значительно больше земных. Наиболее крупный наблюдается в области Бета. Он достигает 2600 км в поперечнике и 5 км в высоту. Свод области Атла несколько меньше: его поперечник 1900 км, а высота 2.5 км. Земные же Эфиопский и Кенийский своды и меньше (поперечник около 1000 км), и ниже (1.5–2 км).

В вершинах сводовых поднятий Венеры (областей Атла и Бета) и Земли (восточная ветвь ВАРЗ) были сформированы рифты, которые выражены в рельефе схожими линейными осевыми грабенами, ограниченными бортовыми поднятиями. Форма рифтов в сечении также похожа: чаще она W-образная, реже — V-образная. Наибольшим сходством в рельефе обладают рифты юго-западной ветви области Бета и Эфиопского рифта восточной ветви ВАРЗ (рис.6).

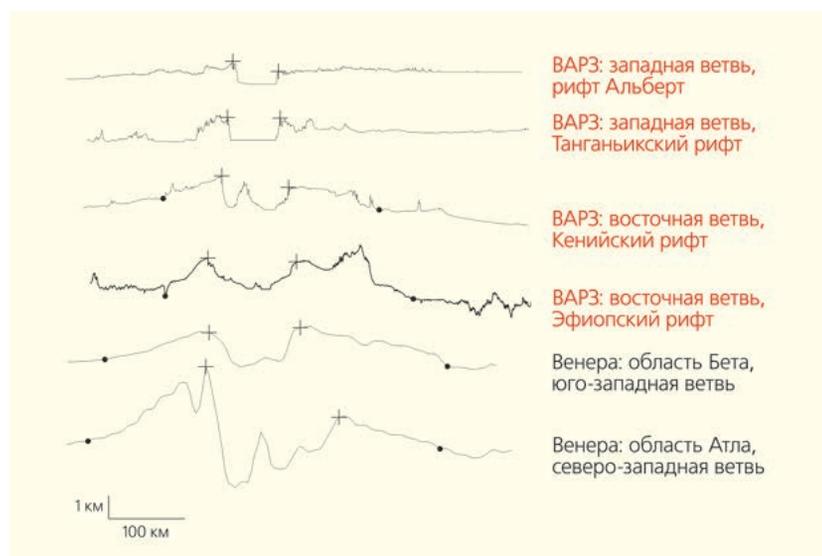


Рис.6. Рельеф изучаемых рифтов Венеры и Земли. Границы рифтов отмечены крестиками, границы сводов — точками.

Однако изучаемые рифты Венеры и Земли существенно различаются количественными морфометрическими характеристиками. Рифты Венеры приблизительно вдвое протяженнее земных. Их протяженность варьирует от 1300 до 3300 км и от 1200 до 1500 км соответственно. При этом рифты областей Атла и Бета почти вдвое шире: в среднем ≈ 270 км и ≈ 200 км соответственно. Ширина долин ВАРЗ в западной ветви в среднем составляет около 90 км, а в восточной — примерно 140 км. Кроме того, изучаемые рифты Венеры приблизительно сопоставимы по глубине с рифтами восточной ветви ВАРЗ и немного мельче рифтов западной ветви. Глубина рифтов в среднем составляет: в области Атла около 2 км, в области Бета — приблизительно 1.8 км, в восточной ветви ВАРЗ — около 2 км и в западной — приблизительно 3 км [32, 39, 40].

Сами механизмы рифтообразования для областей Атла и Бета и для восточной ветви ВАРЗ, по-видимому, схожи: рифты сформировались в результате воздействия восходящего мантийного потока на литосферу с последующим сводообразованием и растяжением, а существенное различие морфометрических характеристик, возможно, связано с разной мощностью дорифтовой литосферы (рис.7). Рифтовые зоны Венеры, вероятно, сформированы на более мощной литосфере.

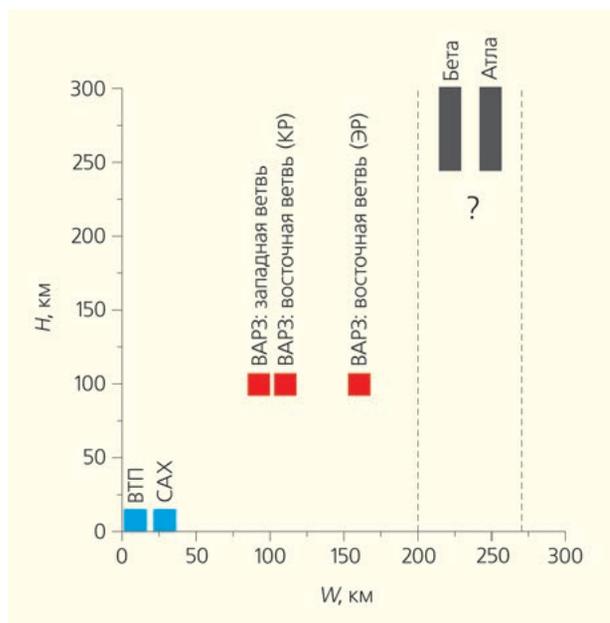


Рис.7. Соотношение ширины рифтовой зоны (W) и мощности дорифтовой литосферы (H) для океанических рифтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) и Срединно-Атлантического хребта (САХ), для континентальных рифтов Восточно-Африканской рифтовой зоны (ВАРЗ) — Кенийского (КР) и Эфиопского (ЭР) и для рифтов Венеры — областей Атла и Бета.

При этом оценки горизонтального растяжения рассматриваемых рифтов Венеры заметно меньше земных и составляют, по нашим данным, для области Атла около 2% и для области Бета — приблизительно 3%, тогда как в ВАРЗ для западного рифта — приблизительно 8% [16, 40], а для восточного — около 10% [49]. Это свидетельствует о том, что, возможно, рифтообразование на Венере происходило в условиях проседания литосферы над восходящим мантийным диапиром без заметного горизонтального смещения литосферных блоков. В пределах же ветвей ВАРЗ преобладает северо-западное—северо-восточное растяжение, которое определяет направление раскрытия рифтов Земли [37].

* * *

Итак, рифтовые зоны Венеры по общей морфологии и топографии напоминают образования восточной ветви Восточно-Африканской рифтовой зоны. И в том и в другом случае мощные зоны растяжения и растрескивания литосферы пространственно и генетически связаны с крупными сводовыми поднятиями, которые, в свою очередь, представляют собой результат восходящих мантийных потоков. Такое сходство, вероятно, — следствие единого механизма формирования венерианских и земных рифтов.

Несмотря на внешнее сходство, количественные характеристики рифтов Венеры и Земли сильно отличаются. Эти различия — результат многих причин, главные из которых — мощность механической литосферы и темпы роста сводовых поднятий. Другими словами, на обеих планетах наблюдается разная динамика мантийной конвекции. Еще один возможный фактор, контролирующий взаимодействие конвектирующей мантии и механической литосферы, — зона частичного плавления у подножия литосферы, т.е. астеносферный слой. На Земле он выполняет роль «смазки», ослабляющей связь мантии и литосферы. Формирование астеносферы на Земле связывают с присутствием воды, которая существенно понижает температуру плавления горных пород и приводит к образованию капелек расплава. На Венере такой слой может отсутствовать, если литосфера сильно прогрета и воды в ней как самостоятельной фазы нет.

На сегодняшний день мы не можем количественно оценить эти различия, так как на Венере не проводились сейсмические эксперименты — основной источник знаний о строении глубоких недр планет. На современном уровне технологий проведение сейсмозондирования Венеры не представляется возможным. Это потребовало бы длительного

мониторинга сейсмической активности планеты, а время жизни спускаемых аппаратов из-за высокой температуры (около 500°C) на ее поверхности ограничено всего несколькими часами.

Несмотря на этот существенный пробел в знаниях, очевидный факт, бросающийся в глаза, — различный масштаб проявлений рифтов на Венере и на Земле. Рифты Венеры охватывают почти по-

ловину планеты (см. рис.1), тогда как рифты восточной ветви Восточно-Африканской зоны составляют лишь ничтожную долю всей рифтовой системы Земли (см. рис.3). Этот факт, несомненно, свидетельствует о разных глобальных тектонических стилях обеих планет и, следовательно, о принципиально разных основных механизмах потери их внутреннего тепла. ■

Литература / References

1. Очерки сравнительной планетологии. Отв. ред. В.Л.Барсуков. М., 1981. [Essayson Comparative Planetary Science. V.L.Barsukov (ed.). Moscow, 1981. (In Russ.)]
2. Masursky H.E., Eliason E., Ford P.G. et al. Pioneer Venus Radar Results: Geology from Images and Altimetry. *Journ. Geophys. Res.* 1980; 85(A13): 8232–8260.
3. Barsukov V.L., Basilevsky A.T., Burba G.A. et al. The geology and geomorphology of the Venus surface as revealed by radar images obtained by Venera 15 and 16. *Journ. Geophys. Res.* 1986; 91(B4): D378–D398.
4. Wilson J.T. Hypothesis of Earth's Behaviour. *Nature.* 1963; 198(4884): 925–929.
5. Saunders R.S., Pettengill G.H., Arvidson R.E. et al. The Magellan Venus Radar Mapping Mission. *J. Geophys. Res.* 1990; 95: 8339–8355.
6. Stofan E.R., Smrekar S.E., Bindschadler D.L., Senske D.A. Large topographic rises on Venus: Implications for mantle upwelling. *J. Geophys. Res.* 1995; 100: 23317–23327.
7. McGill G.E., Steenstrup S.J., Barton C., Ford P.G. Continental rifting and the origin of Beta Regio, Venus. *Geophys. Res. Lett.* 1981; 8(7): 737–740.
8. Campbell D.B., Head J.W., Harmon J.K., Hine A.A. Venus Volcanism and Rift Formation in Beta Regio. *Science.* 1984; 226: 167–170.
9. Basilevsky A.T., Head J.W. Beta Regio, Venus: Evidence for uplift, rifting, and volcanism due to a mantle plume. *Icarus.* 2007; 192: 167–186.
10. Schaber G.G. Venus: limited extension and volcanism along zones of lithospheric weakness. *Geophys. Res. Lett.* 1982; 9: 499–502.
11. Head J.W., Crumpler L.S., Aubele J.C. et al. Venus Volcanism: Classification of volcanic features and structures, associations, and global distribution from Magellan data. *J. Geophys. Res.* 1992; 97: 13153–13197.
12. Milanovsky E.E. Continental Rift zones: Their arrangement and development. *Tectonophysics.* 1972; 15: 65.
13. Schubert G.G., Solomatov V.S., Tackey P.J., Turcotte D.L. Mantle convection and the thermal evolution of Venus. *Venus II Geology, Geophysics, Atmosphere, and Solar wind environment.* S.W.Bougher, D.M.Hunten, R.J.Phillips (eds.). Tucson, 1997; 1245–1287.
14. Wilson J.T. A Possible Origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics.* 1969; 41(6): 863–870.
15. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М., 1976. [Milanovsky E.E. Rift zones of continents. Moscow, 1976. (In Russ.)]
16. Rosendahl B.R. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Earth and Planetary Sci.* 1987; 15: 445–503.
17. Chorowicz J. The East African rift system. *J. African Earth Sciences.* 2005; 43: 379–410.
18. Ivanov M.A., Head J.W. Global geological map of Venus. *Planet. Space Sci.* 2011; 59: 1559–1600.
19. 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; 105: 24583–24611.
20. Гусева Е.Н. Классификация рифтовых зон Венеры: рифтовые долины и пояса грабенов. *Астрономический вестник.* 2016; 50(3): 197–209. [Guseva E.N. Classification of the Rift Zones of Venus: Rift Valleys and Graben Belts. *Solar System Research.* 2016; 50(3): 184–196.]
21. Ivanov M.A., Head J.W. The history of tectonism on Venus: A stratigraphic analysis. *Planetary and Space Science.* 2015; 113–114: 10–32.
22. Basilevsky A.T., Head J.W. The geologic history of Venus: a stratigraphic view. *J. Geophys. Res.* 1998; 103: 8531–8544.
23. Konopliv A.S., Banerdt W.B., Sjogren W.L. Venus Gravity: 180th degree and order model. *Icarus.* 1999. 139: 3–18.
24. Crumpler L.S., Aubele J.C., Senske D.A. et al. Volcanoes and centers of volcanism on Venus. *Venus II.* S.W.Bougher, D.M.Hunten, R.J.Phillips (eds.). 1997; 697–756.
25. Schaber G.G., Strom R.G., Moore H.J. et al. Geology and distribution of impact craters on Venus: What they are telling us? *J. Geophys. Res.* 1992; 97: 13257–13301.
26. 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 S.W.Bougher, D.M.Hunten, R.J.Phillips. Tucson, 1997; 969–1014.
27. 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.* 2002; 107: 5-1–5-38.
28. Kiefer W., Hager B. A Mantle Plume Model for the Equatorial Highlands of Venus. *J. Geophys. Res.* 1991; 96: 20497–20966.

29. *Kucinskas A.B., Turcotte D.L.* Isostatic compensation of equatorial highlands on Venus. *Icarus*. 1994; 112: 104–116.
30. *Menard H.W.* Marine Geology of the Pacific. N.Y., 1964.
31. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. М., 1987. [Grachev A.F. Rift zones of the Earth. Moscow, 1987. (In Russ.)]
32. *Белюсов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др.* Восточно-Африканская рифтовая система. М., 1974; 1: 263. [Belousov V.V., Gerasimovsky V.I., Goryachev A.V. et al. East African rift system. Moscow, 1974; 1: 263. (In Russ.)]
33. *Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М., 2004. [Lobkovsky L.I., Nikishin A.M., Khain V.E. Modern problems of geotectonics and geodynamics. Moscow, 2004. (In Russ.)]
34. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез и его роль в развитии Земли. Соросовский образовательный журнал. 1999; 8: 60–70. [Milanovsky E.E. Rifting and its role in the development of the Earth. Soros Educational Journal. 1999; 8: 60–70. (In Russ.)]
35. *Никишин А.М.* Рифтогенез в геологической истории Земли и планет земной группы. Дисс. на соискание уч. ст. д.г.-м.н. М., 1992. [Nikishin A.M. Rifting in the geological history of the Earth and the terrestrial planets. Diss. for the degree of Doctor of Geological and Mineralogical Sciences. Moscow, 1992. (In Russ.)]
36. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian J. Earth Science*. 1985; 22: 108–125.
37. *Rosendahl B.R., Kilembe E., Kaczmarick K.* Comparison of the Tanganyika, Malawi, Rukwa and Turkana rift zones from analyses of seismic reflection data. *Tectonophysics*. 1992; 213: 235–256.
38. *Ebinger C.J., Deino A.L., Tesha A.L. et al.* Tectonic controls on rift basin morphology: evolution of the Northern Malawi (Nyasa) Rift. *J. Geophys. Res.* 1993; 98(B10): 17821–17836.
39. *Upcott N.M., Mukasa R.K., Ebinger C.J.* Along-axis segmentation and isostasy in the Western rift, East Africa. *J. Geophys. Res.* 1996; 101(B2): 3247–3268.
40. *Ebinger C.J.* Tectonic development of the western branch of the East African rift system. *J. Geol. Soc. Am. Bull.* 1989; 101: 885–903.
41. *Saemundsson K.* East African Rift System. An Overview. Paper presented at “Short Course III on Exploration for Geothermal Resources” organized by UNU-GTP and KenGen. Lake Bogoria and Lake Naivasha. Kenya, 2008.
42. *Baker B.H., Wohlenberg G.J.* Structure and evolution of the Kenya rift valley. *Nature*. 1971; 229: 538–542.
43. *Condi K.C.* Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge, 2001.
44. *Simiyu S.M., Keller G.R.* An integrated analysis of lithospheric structure across the East African plateau based on gravity anomalies and recent seismic studies. *Tectonophysics*. 1997; 278: 291–313.
45. *Achauer U., Maguire P.K., Mechie J., Green W.V.* The KRISP Working Group. Some remarks on the structure and geodynamics of the Kenya Rift. *Tectonophysics*. 1992; 213: 257–268.
46. *Ebinger C.J., Sleep N.H.* Cenozoic magmatism throughout East Africa resulting from impact of a single plume. *Nature*. 1998; 393: 788–791.
47. *Rogers N., Macdonald R., Fitton J. G. et al.* Two mantle plumes beneath the East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenya Rift basalts. *Earth and Planetary Science Letters*. 2000; 176(3–4): 387–400.
48. *Baker B.H., Mohr P.A., Williams L.A.* Geology of the Eastern Rift System of Africa. *Geol. Soc. Am.* 1972; 136: 1–67.
49. *Bosworth W.* Off-axis volcanism in the Gregory rift, East Africa: implications for models of continental rifting. *Geology*. 1987; 15: 397–400.

Rifts on Venus and Earth: Similarities and Differences

E.N.Guseva¹, M.A.Ivanov¹

¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS (Moscow, Russia)

The terrestrial rift zones of the Eastern branch of the East African Rift System (EARS) have the greatest similarity with the Venusian rifts of Atla and Beta Regions where the dominant features are large dome-shaped rises. However, the rift-bearing domes of Venus are about two times larger than their terrestrial counterparts. The rift zones on Venus and Earth are similar in their linear axial grabens bounded by side uplifts; however their quantitative morphometric characteristics differ significantly. The rifts on Venus are about twice as long and wide comparing with the rifts of the Earth, although their horizontal extensions are significantly less. The mechanisms of rift origin appear to be similar for the Venusian Atla and Beta regions and for the Eastern branch of EARS. The impact of an ascending mantle flows onto the lithosphere, followed by formation of the domical rises and extension resulted in rift formation. The significant dissimilarities in their morphometric characteristics is most likely associated with the lithospheric thickness of the pre-rift lithosphere.

Keywords: rift zones, grabens, dome-shaped rises, extension, rift formation, lithosphere, mantle diapirs (plumes).