

На правах рукописи

Иванов Михаил Арсеньевич

## **Геологическая история Венеры**

25.00.09 Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора

геолого-минералогических наук

Москва, 2016

Работа выполнена в: ФГБУН Ордена Ленина и Ордена Октябрьской Революции Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН)

**Научный консультант:**

доктор геолого-минералогических наук, профессор  
Александр Тихонович Базилевский (ГЕОХИ РАН)

**Официальные оппоненты:**

Доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**Павел Васильевич Флоренский**,  
Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, г. Москва  
кафедра литологии

Доктор географических наук, профессор  
**Андрей Александрович Лукашов**,  
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова г. Москва  
географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии

Доктор физико-математических наук  
**Тамара Васильевна Гудкова**,  
ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, г. Москва  
лаборатория происхождения, внутреннего строения и динамики Земли и планет

**Ведущая организация:**

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт динамики геосфер Российской академии наук (ИДГ РАН), г. Москва

**Защита состоится:**

30 мая 2016 г. в 11 часов

на заседании диссертационного совета Д 002.109.02 при Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН) по адресу: 119991 Москва, ул. Косыгина, д. 19

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ РАН) и на сайте института: <http://www.geokhi.ru/Thesis/Forms/AllItems.aspx>

Отзывы на автореферат в 2-х экземплярах, заверенные печатью учреждения, просим направлять по адресу: 119991, г. Москва, ул. Косыгина, д.19, ученому секретарю диссертационного совета Н.А. Мигдисовой. Пожалуйста, продублируйте отсканированный вариант отзыва с печатью и подписью по электронной почте [dissovetal@geokhi.ru](mailto:dissovetal@geokhi.ru) не позднее чем за 14 дней до даты защиты диссертации. В отзыве необходимо указать: фамилию, имя, отчество лица, предоставившего отзыв на автореферат диссертации, рабочий почтовый адрес, рабочий (контактный) телефон, адрес электронной почты, наименование организации, работником которой является указанное лицо, структурное подразделение и должность в этой организации.

**Автореферат разослан:** 20 апреля 2016 г.

**Ученый секретарь**

**диссертационного совета:**

канд. геол.-мин. наук

Наталья Александровна Мигдисова

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность работы.** Систематическое фотогеологическое исследование Венеры началось после экспедиции "Венера-15/16". Результаты экспедиции позволили сделать важнейший вывод о том, что в отличие от малых земных планет, где строение поверхности в основном определяется структурами ударного происхождения, на Венере доминируют образования вулканической и тектонической природы [Барсуков и др., 1984, Barsukov et al., 1986]. Данные экспедиции позволили идентифицировать основные типы местности и охарактеризовать их природу и ареальное распределение в пределах примерно 20% северного полушария планеты [Барсуков и др., 1984, 1986; Суханов, 1986; Пронин, 1986; Barsukov et al., 1986; Basilevsky et al., 1986; Ivanov et al., 1986; Kotelnikov et al., 1989; Sukhanov et al., 1989; Barsukov et al., 1992].

Низкое пространственное разрешение съемки КА "Венера-15/16" (1-2 км/эи, эи - элемент изображения) позволило в общих чертах охарактеризовать морфологию образований на поверхности Венеры. Однако временные соотношения морфоструктурных комплексов (типов местности) Венеры оставались во многом не ясными, что исключало возможность изучения того, как развивались геологические процессы во времени.

После экспедиции "Венера-15/16", результаты радарной съемки высокого (100-200 м/эи) разрешения экспедиции "Магеллан" [Saunders et al., 1992] дали возможность более детально изучать строение и природу морфоструктурных комплексов. Мощная углекислая атмосфера Венеры которая привела к установлению парникового эффекта на планете. Как следствие, температура у поверхности равна примерно 500°C, а температурные градиенты в нижней части атмосферы слабы. Таким образом, геологическая деятельность свободной воды на Венере исключена, а ветровая активность заметно ослаблена. Поэтому естественно, что среди образований, слагающих поверхность Венеры, главную роль играют вулканические поля и равнины [Head et al., 1992; Guest et al., 1992], тектонические структуры [Solomon et al., 1992; Stofan et al., 1992; Squyres et al., 1992] и ударные кратеры [Schaber et al., 1992; Phillips et al., 1992; Schultz, 1992]. Покрытие съемкой практически всей поверхности планеты (около 99%) дало возможность проследить ареальное распределение типов местности разного происхождения в глобальном масштабе.

Результаты экспедиции "Магеллан" сразу привели к двум фундаментально важным открытиям. Во первых, было подтверждено наблюдение, сделанное ранее по данным экспедиции "Венера-15/16" [Иванов и Базилевский, 1987; Basilevsky et al., 1986], о малом количестве кратеров на поверхности Венеры [Schaber et al., 1992; Phillips et al., 1992]. На планете насчитывается примерно 1000 ударных кратеров, что означает относительно

молодой возраст поверхности и, следовательно, интенсивную эндогенную активность, стершую древнюю кратерную летопись. Во-вторых, по результатам наблюдений [Solomon et al., 1991, 1992] пришлось отказаться от гипотезы существования на Венере тектоники плит [Head and Crumpler, 1987, 1990]. Это значит, что геологическая эволюция Венеры связана с каким-то иным механизмом потери тепла, отличным от земного.

Важными особенностями данных экспедиции "Магеллан" были геометрия съемки (угол падения радарного луча 25-45°) и ее высокое пространственное разрешение. При пологом падении радарного луча, отраженный сигнал более чувствителен к шероховатости поверхности и отчетливо показывает различия между соседствующими образованиями. В свою очередь, высокое разрешение, позволяет проследить границы между ними и выработать морфологические критерии, определяющие относительный возраст образований. Таким образом, данные экспедиции "Магеллан" позволяют определять возрастные соотношения морфоструктурных комплексов (типов местности), придавать им стратиграфический смысл и проводить геологическое картирование [Squyres et al., 1992; Иванов, 1993; Tanaka, 1994] и на этом основании расшифровывать последовательности событий, составляющих геологические истории тех или иных регионов [Ivanov, 1993; Basilevsky and Head, 1995a,b; Johnson et al., 1999]. Систематическая работа по геологическому картированию поверхности Венеры ведется в настоящее время в рамках программы Геологической службы США и еще далека от завершения. В этом отношении, глобальная геологическая карта Венеры является востребованным документом и ее составление представляет собой одну из наиболее актуальных задач изучения этой планеты.

**Цели и задачи работы.** Ключом к расшифровке и интерпретации последовательности событий является стратиграфическое подразделение. Фотогеологическое стратиграфическое подразделение определяется как морфологически однородный тип местности, отличающийся по строению поверхности от соседних образований и имеющий с ними устойчивые соотношения относительного возраста. В определении подразделения важнейшую роль играет разрешение съемки, так как от него зависит кажущаяся морфологическая однородность той или иной местности. Кроме того, разрешение позволяет (или не позволяет) определять возрастные соотношения подразделений.

Результаты геологического картирования, выполняемого в разных масштабах и с разной степенью детальности, направлены на решение несколько важных вопросов стратиграфии Венеры. Какова латеральная протяженность подразделений,

задокументированных в разных регионах? Встречаются ли подразделения, описанные в одном регионе планеты, в других ее областях? Находятся ли они в той же самой стратиграфической позиции в разных местах Венеры? Как установленные в разных регионах стратиграфические последовательности согласуются друг с другом? Могут ли они быть скоррелированы же они представляют сходные последовательности событий, происходивших в разных регионах в разное время? Наконец, существует ли единая последовательность событий, выраженная специфическими стратиграфическими подразделениями, которая адекватно описывает геологическую историю на всей поверхности Венеры?

Такая последовательность, если существует, представляет собой выражение разных путей геологической эволюции, связанной с общим и однонаправленным процессом потери тепла планетой [Head and Solomon, 1981]. Это могла бы быть монотонная эволюция, выраженная в последовательной смене главных геологических процессов. Такой путь характеризует Луну, геологическая история которой началась с бассейнообразующих ударных событий и формирования материковой местности и практически закончилась вулканизмом морского заполнения бассейнов. Резкое преобладание на поверхности Венеры структур эндогенного происхождения исключает, однако, сходство ее геологической истории с лунной.

Последовательность смены основных геологических событий может отражать квазистационарный процесс, характеризующий, по крайней мере, сравнительно недавнюю историю Земли. В данном случае, события на дивергентных и конвергентных границах литосферных плит доминируют в масштабах всей планеты, но геологическая летопись в отдельно взятых регионах характеризует локальные процессы, связанные с положением региона в пределах плиты и с той или иной стадией цикла Вильсона. В отличие от Земли, однако, на Венере не были установлены интегрированные структурные системы сходные по морфологии и топографии с системами тектоники плит такими, например, как срединно-океанические хребты или зоны субдукции. Следовательно, геологическая история Венеры может иметь совсем другие особенности, связанные, например, с эпизодической потерей тепла [Parmentier and Hess, 1992; Head et al., 1994].

Фундаментальная проблема изучения Венеры как раз и заключается в установлении последовательности (или последовательностей) событий, составляющих геологическую историю планеты. На сегодняшний день существуют две альтернативные точки зрения на эту проблему.

(1) На основании картирования поверхности Венеры в 36 крупных (1000 x 1000 км) случайно выбранных регионах, Базилевский и Хэд [1995a,b; 1998; 2000a] предположили,

что геологическая история Венеры характеризуется серией эпох, в течение которых доминировал той или иной вулканический и/или тектонический процесс. Хотя некоторые из этих процессов могут быть сквозными, тем не менее, можно выделить эпохи, характеризующиеся определенными стилями вулканотектонической активности [Head et al., 1996; Head and Basilevsky, 1998]. Это так называемая "эволюционная" модель геологической истории Венеры.

(2) В работе [Guest and Stofan, 1999] на основании общих соображений, подкрепленных некоторыми примерами, было высказано предположение, что геологическая история Венеры представляет собой череду событий, происходивших в случайном порядке и в разное время. Это так называемая "ненаправленная" ("стационарная") модель геологической истории Венеры.

Каждая из этих моделей имеет свои логические следствия, проверяемые путем установления пространственных и временных соотношений между морфологическими типами местности, которые сводятся в геологические карты и корреляционные диаграммы. Тем не менее, для введения ограничений на ту или иную модель недостаточно результатов регионального анализа соотношения подразделений так как в этом случае области исследования могут быть либо не представительны, либо образуют разрозненные фрагменты мозаики, не дающие представления о планете в целом. Для того, что бы обратиться к проблеме геологической истории Венеры нужна геологическая карта и сводная корреляционная диаграмма, которые суммировали бы пространственные и временные соотношения установленные на всей видимой поверхности планеты.

Потребность в таком документе и послужила мотивацией для составления глобальной геологической карты Венеры, которая представляет собой развитие уже имеющихся результатов геологического картирования этой планеты в отдельных крупных регионах [Ivanov and Head, 2001a,б, 2004, 2005; 2006, 2008a, 2010a]. Глобальная карта не оставляет места "мозаичности" региональных геологических историй, возникающей при картировании разных регионов разными авторами, и служит критерием применимости стратиграфических схем, выработанных в изолированных регионах, к картированию всей поверхности. Сплошное картирование всей поверхности Венеры позволяет коррелировать локальные и региональные стратиграфические последовательности при помощи наиболее распространенных подразделений и увязывать эти колонки в единую схему последовательности событий. Глобальная карта, таким образом демонстрирует распределение морфологических подразделений и их родительских процессов в пространстве и времени и представляет собой документ, позволяющий обратиться к

главной проблеме геологии Венеры - к вопросу о наличии или отсутствии в ее истории эволюционных трендов вулканической и тектонической активности.

**Научная новизна работы** определяется следующими ее результатами.

- Проведен детальный фотогеологический анализ поверхности в пределах восьми листов картирования и в двух геотраверсах (зонах сплошного картирования), связывающих отдельные регионы. Установлены типы местности, составляющие поверхность в этих регионах.

- Для всех регионов были определены соотношения относительного возраста между картируемыми подразделениями и составлены геологические карты. Было установлено, что в этих областях, охватывающих примерно 50% поверхности Венеры, наборы морфоструктурных комплексов и их стратиграфические последовательности повторяются.

- Результаты тестового картирования были распространены на поверхность всей Венеры и была составлена глобальная геологическая карта и сводная корреляционная диаграмма, представляющие в совокупности глобальную стратиграфическую модель планеты. Основой для составления глобальной геологической карты послужили данные радиолокационной съемки КА "Магеллан" формата C2-MIDR, имеющих разрешение 675 м/э.и. и позволяющих проводить картирование поверхности в масштабе 1: 10 000 000. Такой или близкий масштаб традиционно используется для составления карт крупных регионов или всей поверхности планетных тел [Sukhanov et al., 1989; Wilhelms, 1987; Tanaka and Scott, 1987; Greeley and Guest, 1987]. Тридцать пять листов формата C2-MIDR обеспечивают сплошное покрытие поверхности Венеры от полюса до полюса. Фотокарты такого формата позволяют различать детали примерно 2 км в поперечнике, что в подавляющем числе случаев дает возможность уверенно картировать типы местности и устанавливать их возрастные соотношения. В тех случаях, когда геологические соотношения не ясны на фотокартах формата C2-MIDR, использовались изображения более высокого разрешения (225 м/э.и. и 75 м/э.и.), а также данные по высотам поверхности, стереоизображения и, в некоторых случаях данные о физических свойствах поверхности.

- Разработанная стратиграфическая модель позволила обратиться к проблеме истории главных геологических процессов, действовавших на Венере:

- было установлено, что вся видимая геологическая история Венеры делится на два периода, характеризующихся разными режимами эндогенной активности. Более древний,

Гиневрийский, период охватывал примерно первую треть видимой геологической истории Венеры, а более молодой, Атлийский, остальную ее часть;

- в начал Гиневрийского периода преобладала тектоническая активность, которая выразилась в формировании тектонизированных подразделений и становлении основных деталей длинноволновой топографии Венеры. В некоторых регионах сохранились следы латеральных смещений литосферных блоков, свидетельствующих о возможном эпизодическом проявлении тектоники плит на Венере.

- в конце Гиневрийского периода преобладал вулканизм и были сформированы вулканические равнины Венеры, которые занимают основную часть поверхности планеты. На протяжении вулканического режима обновления поверхности тип вулканической активности менялся от извержений, связанных с малыми рассеянными источниками, к лавовому затоплению поверхности, которое сходно по стилю с континентальными платобазальтами, но было проявлено в планетарном масштабе;

- на протяжении Гиневрийского периода было обновлено около 85% поверхности Венеры;

- более молодой, Атлийский, период характеризовался совокупным действием тектоники и вулканизма, проявленных в крупных, но изолированных регионах. Тектоническая активность выразилась в формировании протяженных, но компактных зон растяжения, подобных континентальным рифтам Земли. Вулканизм был сосредоточен в сравнительно немногочисленных крупных вулканических центрах.

- на протяжении Атлийского периода было обновлено около 15% поверхности Венеры;

- темп обновления поверхности и, следовательно, интенсивность главных геологических процессов в течение Гиневрийского периода был примерно на порядок выше, чем в течение Атлийского периода.

**Практическое значение работы.** Полученные результаты представляют собой расшифровку видимой части геологической истории Венеры и являются основой для целенаправленного планирования межпланетных экспедиций к этой планете.

**Структура работы.** Диссертация состоит из 7 глав, введения и заключения. В первой главе приведено описание морфоструктурных комплексов, составляющих поверхность Венеры. В главах 2-4 даны примеры использования этих комплексов в качестве стратиграфических единиц для расшифровки геологических историй крупных (ок. 7 млн. км<sup>2</sup>) регионов, характеризующих разные геологические обстановки. В пятой

главе детально описаны возрастные соотношения морфологических комплексов, наблюдаемые на всей заснятой поверхности Венеры и представлена собственно глобальная геологическая карта и сводная корреляционная диаграмма. Оба эти документа иллюстрируют распределение стратиграфических единиц в пространстве и времени. В главе 6 корреляционная диаграмма калибрована в терминах абсолютного возраста, основанного на плотности кратеров на том или ином стратиграфическом подразделении. В заключительной, седьмой, главе описаны некоторые из глобальных трендов эндогенной активности, характеризующие видимую часть геологической истории Венеры. Текст диссертации проиллюстрирован 173 рисунками и включает 20 таблиц. Список цитируемой литературы состоит из 421 названия.

**Апробация работы.** По теме диссертации опубликовано 73 печатных работы, в том числе в рецензируемых научных журналах "Астрономический Вестник", "Earth, Moon and Planets", "Geophysical Research Letters", "Journal of Geophysical Research", "Planetary and Space Science". Семь геологических карт для отдельных регионов Венеры опубликовано Геологической службой США (V-3, V-4, V-7, V-13, V-55, V-57, V-61). Результаты исследований неоднократно докладывались на международных симпозиумах и конференциях. В том числе, на ежегодных конференциях по исследованию Луны и планет в г. Хьюстон (Lunar and Planetary Science Conference) в 1988-2013 гг., на ежегодных Рабочих встречах по сравнительной планетологии (Vernadsky-Brown Microsymposium) в ГЕОХИ РАН и Университете Брауна в 1991-2009 гг., на Конференциях Американского геофизического союза (American Geophysical Union, г. Сан-Франциско, 1998, г. Бостон, 2001, г. Вашингтон, 2002), на Европейском планетологическом конгрессе (European Planetary Science Congress, г. Мюнстер, Германия, 2009 г.), на Московском международном симпозиуме по изучению Солнечной системы в ИКИ РАН (Moscow International Solar System Symposium) в 2010-2013 гг. и на Рабочих встречах по картированию планет, проводимых Геологической службой США ( Planetary Mappers Meeting, г. Флагстафф, 1997, г. Рино, 1998, г. Вашингтон, 2005).

Работа выполнена в Лаборатории сравнительной планетологии Института Геохимии и Аналитической Химии им. В.И. Вернадского.

**Благодарности.** Автор глубоко благодарен А.Т. Базилевскому, который был инициатором работы по составлению глобальной геологической карты Венеры, и Дж. Хэду за их постоянное внимание к работе ее обсуждение и плодотворное сотрудничество.

Моя искренняя благодарность настоящим и бывшим коллегам по Лаборатории сравнительной планетологии - А.М. Абдрахимову, Г.А. Бурбе, Н.Н. Бобиной, Е.Н. Гусевой, Е.В. Забалуевой, В.П. Крючкову, Р.О. Кузьмину, О.В. Николаевой, А.А. Пронину, Е.Н. Слюте В.П. Шашкиной и О.И. Яковлеву за сотрудничество и дружеское участие, а так же коллегам из других институтов - А.Б. Иванову и М.А. Креславскому за ценные советы, касающиеся кратерной статистики. Автор выражает признательность зарубежным коллегам - М. Гилмор, Дж. Диксону, Дж. Зимбельману, Дж. Коллинзу, Дж. МакГиллу, и Д. Хурвиц за конструктивное сотрудничество и помощь в оформлении работы.

### **Глава 1. Вещественные и тектонические комплексы поверхности**

Одним из важных фактов геологического строения Венеры является то, что ее поверхность состоит из сравнительно небольшого числа типов местности. Морфология каждого из них, хотя и варьирует в известных пределах, все же отличается от облика поверхности другого типа. Впервые этот факт был установлен по результатам экспедиции "Венера-15/16" [Барсуков, 1984, 1986; Атлас, 1989]. После получения данных экспедиции Магеллан, набор типов местности Венеры был дополнен на основе исследования отдельных регионов Венеры [напр., Basilevsky and Head, 1995a,b; Basilevsky et al., 1997; Tanaka et al., 1997]. Система типов местности, предложенная Базилевским и Хэдом [1995a,б], представляла собой одно из наиболее полных описаний встречающихся на поверхности Венеры геологических образований. Она была разработана на основе изучения геологической ситуации в 36 случайно выбранных регионах, каждый из которых охватывал примерно 1 000 000 км<sup>2</sup>. Позднее, в результате систематического геологического картирования Венеры в масштабе 1: 5 000 000 (программа Геологической службы США) некоторые подразделения из стратиграфической схемы Базилевского и Хэда [1995a,б] были упразднены и предложены новые. В первой главе диссертации приводится описание морфоструктурных комплексов (подразделений), образующих поверхность Венеры.

**Тессера (t).** Тип местности тессера (от греч. черепица), открытый во время экспедиции "Венера-15/16", представляет собой одно из наиболее сложно деформированных образований (Рис. 1-1а). Тессерная местность характеризуется повышенной радарной яркостью (шероховатостью), относительно высоким рельефом ее массивов и сложным структурным рисунком, который состоит из структур сжатия (гряд) и растяжения (борозд) [Барсуков, 1984, 1986; Barsukov et al., 1986; Суханов, 1986; Атлас, 1989; Ivanov, 1988; Sukanov 1992; Sukanov et al 1989; Bindschadler and Head, 1989, 1991].

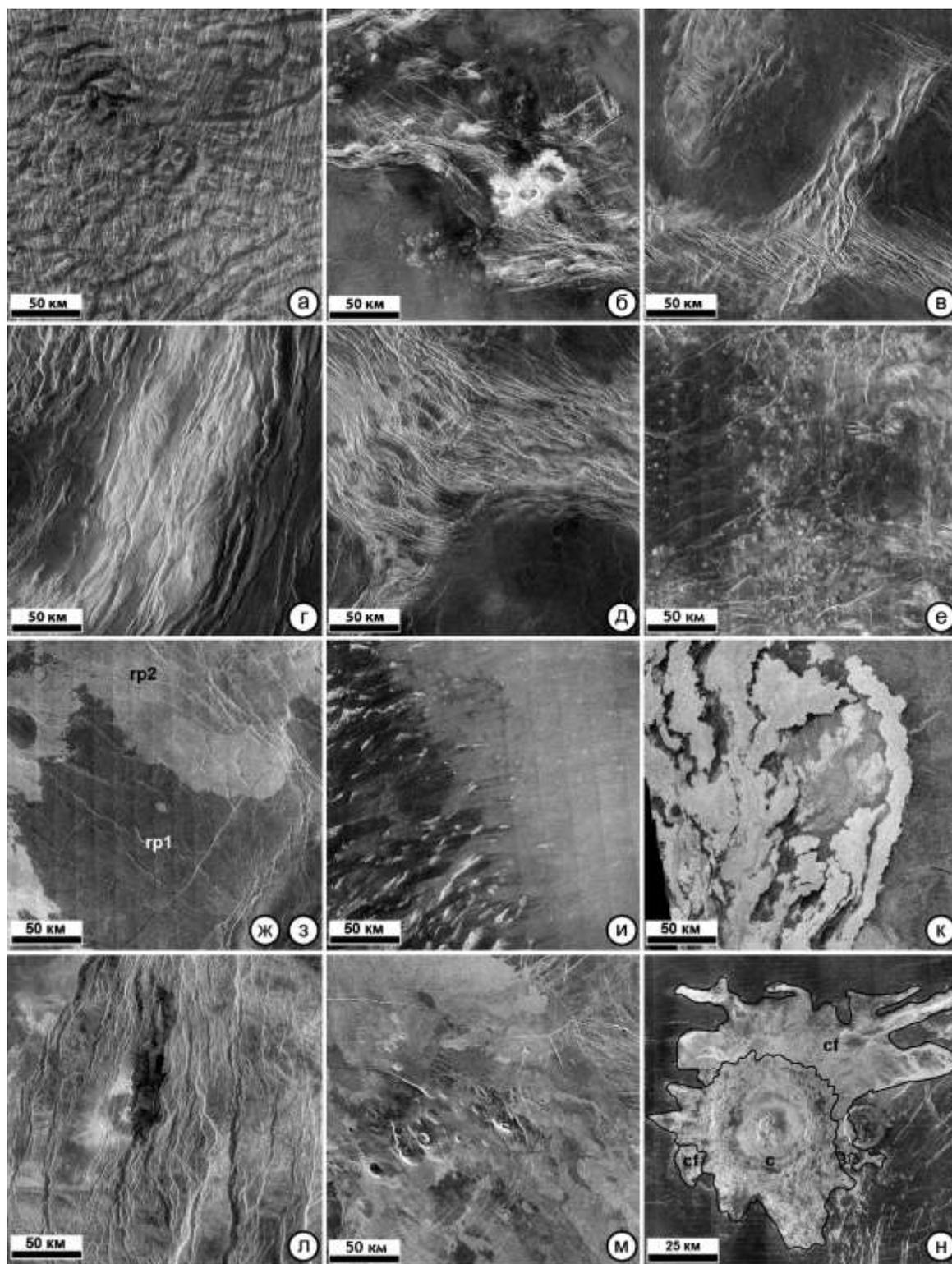


Рис. 1-1. Морфология стратиграфических подразделений, составляющих поверхность Венеры и отмеченные на глобальной геологической карте.

**Густотрещиноватые равнины (pdl).** Их поверхность густо иссечена плотно упакованными прямо- или криволинейными линеаментами. Линеаменты узкие (до нескольких сот метров шириной), относительно короткие (километровые) и параллельны или субпараллельны друг другу (Рис. 1-1б).

**Грядовые равнины (gr)** представляют собой лавовые равнины, деформированные широкими криволинейными грядами 5-10 км шириной и десятки км длиной (Рис. 1-1в). Равнины имеют полого-увалистую поверхность, которая возвышается над окружающей местностью. Там, где равнины деформированы в большей степени, гряды образуют пояса [Barsukov et al., 1986; Kryuchkov, 1990, 1992; Frank and Head, 1990].

**Горные пояса (mt)** окружают плато Лакшми и морфологически сходны с поясами гряд (Рис. 1-1г). Главное отличие горных поясов - их высокий рельеф (6-12 км над средним радиусом планеты [Ford and Pettengill, 1992]). Подобных по высоте образований на Венере больше не существует.

**Пояса борозд (gb)** - это чисто структурный комплекс, который представляет собой зоны сближенных трещин и грабен (Рис. 1-1д). Как правило, структуры поясов гряд так часты, что полностью стирают морфологические характеристики более древней местности. Характерная ширина структур поясов борозд составляет от нескольких сот метров до 1-2 км, а отдельные трещины могут быть несколько десятков километров в длину. Сами пояса достигают первых сотен километров в ширину и многих сотен километров в длину.

**Щитовые равнины (psh)** характеризуются обильными небольшими (1-5 км) куполами щито- или конусообразной формы, которые представляют собой моногенные вулканы [Aubele and Slyuta, 1990; Head et al., 1992; Guest et al., 1992] (Рис. 1-1е). Поверхность щитовых равнин лишь в незначительной степени нарушена тектоническими структурами извилистых гряд и разрозненными трещинами.

**Региональные равнины, нижнее подразделение (gr1).** Материал этого вещественного комплекса имеет однородную, морфологически гладкую поверхность, деформированную узкими извилистыми грядами. Гряды образуют региональную сеть субпараллельных, ветвящихся и пересекающихся структур [Bilotti and Suppe, 1995; Sandwell et al., 1997] (Рис. 1-1ж).

**Региональные равнины, верхнее подразделение (gr2).** Этот вещественный комплекс демонстрирует морфологически гладкую поверхность, деформированную извилистыми грядами. Гряды принадлежат к тому же семейству структур, которые нарушают нижнее подразделение (Рис. 1-1з). Ключевое различие между верхним и нижним подразделениями заключается в том, что верхнее подразделение состоит из отчетливых лавовых потоков протяженностью десятки - сотни километров.

**Гладкие равнины (ps).** Поверхность этого вещественного комплекса морфологически гладкая, тектонически не деформированная и, в большинстве случаев, - радарно темная (Рис. 1-1и).

**Лопастные равнины (pl)** представлены обширными (сотни километров в поперечнике) вулканическими полями, практически не нарушенными тектоникой за исключением структур рифтовых зон. Характерной особенностью лопастных равнин является то, что они состоят из многочисленных лавовых потоков, достигающих в ширину десятков, а в длину - сотен километров (Рис. 1-1к).

**Рифтовые зоны (rz)**, как и пояса борозд, представляет собой чисто структурный комплекс, состоящий из плотно упакованных трещин и грабенов (Рис. 1-1л). Рифтовые зоны отличаются от поясов борозд по выраженности образующих структур, их систематически большей ширине, длине и зигзагообразной форме. Сами рифтовые зоны, как правило, значительно более мощные и протяженные, чем пояса борозд, связаны с поднятиями регионального масштаба и во многих случаях представляют собой глубокие (несколько км) линейные депрессии.

**Кластеры щитов (sc)** морфологически сходны со щитовыми равнинами (Рис. 1-1м), и образуют поля десятки километров в поперечнике, заполненные вулканическими аппаратами. Отличается это подразделение от щитовых равнин тем, что многие вулканы кластеров щитов являются источниками различных лавовых потоков.

**Ударные кратеры (с, cf).** В вещественный комплекс ударных кратеров (с) включены материалы днища, центральной горки (если она присутствует), стенок, вала и зоны сплошных выбросов из кратеров (Рис. 1-1н). Радарно-яркие потоки из кратеров образуют самостоятельный вещественный комплекс, подразделение cf (Рис. 1-1н).

## Глава 2. Геологическая карта листа V-3, Тессера Мескхент

В главах 2, 3 и 4 даются примеры применения установленных морфоструктурных комплексов, описанных в главе 1, для расшифровки геологических историй крупных регионов, представляющих разные геологические обстановки.

Лист V-3 (Тессера Мескхент) находится в северном полушарии Венеры между 50-75° с.ш. и 60-120° в.д. и представляет собой широкую переходную зону от возвышенностей восточной окраины Земли Иштар к низменностям равнины Аталанты. Гравиметрические и топографические характеристики равнины Аталанты [Konopliv and Sjogren, 1994; Konopliv et al., 1999] интерпретировались, как свидетельство нисходящих мантийных потоков в этой области [Bindschadler et al., 1992б]. Наличие крупных тессерных регионов, возвышенный рельеф и слабые положительные гравитационные аномалии Земли Иштар характеризуют ее как область утолщенной и тектонически стабилизированной литосферы [Grimm, 1994].

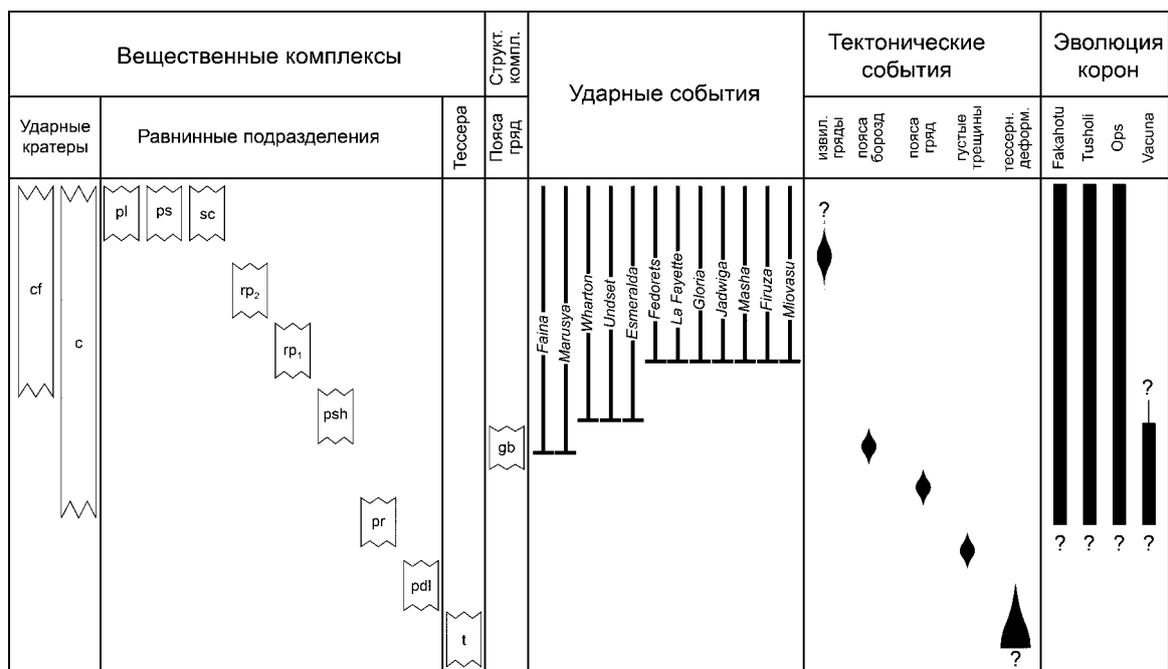


Рис. 2-1. Корреляционная диаграмма, показывающая относительные возраста вещественных и структурных комплексов, тектонических и ударных событий и эволюцию корон в пределах листа V-3.

Поверхность в пределах листа складывается из следующих вещественных, структурно-вещественных и структурных комплексов, характеристики которых были описаны в предыдущей главе: тессера (t), густотрещиноватые равнины (pdl), грядовые равнины (pr), пояса борозд (gb), щитовые равнины (psh), региональных равнины, нижнее (gp<sub>1</sub>) и верхнее (gp<sub>2</sub>) подразделения, гладкие равнины (ps), лопастные равнины (pl), кластеры щитов (sc) и ударные кратеры и потоки из них (с, cf). Соотношения подтопления и взаимного пересечения этих комплексов позволяют надежно оценить их относительный возраст, придать им стратиграфический смысл и расшифровать с их помощью геологическую историю региона.

Стратиграфические соотношения, установленные в пределах листа, суммированы на корреляционной диаграмме (Рис. 2-1).

Тессерные регионы Земли Иштар и Теллуры подтапливаются материалом равнинных подразделений и, таким образом, выступают как древнейший тип местности, в формировании которого принимали участие структуры сжатия (более древние) и растяжения (более молодые). Густотрещиноватые равнины в некоторых случаях расположены у краев тессерных массивов и подтапливают их. Структурная картина на поверхности равнин напоминает ту, что связана с поздними фазами деформаций в тессере (трещины и грабены) и указывает, что поверхность густотрещиноватых равнин была деформирована в тот период, когда структурный рисунок тессеры не был еще

окончательно оформлен. Таким образом, густотрещиноватые равнины, вероятно, формировались близ одновременно с тессерой и могут представлять собой ее структурную латеральную фацию.

Определяющим признаком грядовых равнин являются широкие гряды, часто собранные в пояса. Морфология гряд и их топографические характеристики указывают, что равнины приобрели свой облик в результате скучивания материала за счет бокового сжатия. Таким образом, период, когда формировались грядовые равнины, характеризовался отложением лавовых равнин и их последующей деформацией в обстановке сжатия. Пояса, ассоциирующие с тессерными массивами, распространяются вдоль их краев и образуют редкий тип грядовой тессерной границы [Ivanov and Head, 1996b]. Он может указывать на то, что в некоторых фронтальных зонах тессер пояса гряд формировались в результате бокового давления и скучивания пачек лавовых слоев равнин о жесткий передовой тессерный массив. Действие механизма, ответственного за образование поясов гряд относилось к ранним этапам геологической истории изучаемого региона, завершившимся до становления щитовых и региональных равнин.

Большинство структурных зон поясов борозд в изучаемом регионе обрамляют тессеры Деклы и Теллуры. Ни тессера Фортуны, ни тессера Мескхент не окружены такими зонами и, возможно, они оставались тектонически стабильными на протяжении всей видимой региональной геологической истории. Пояса борозд, ассоциирующие с тессерами Деклы и Теллуры, могли формироваться в результате эпейрогенического воздымания литосферных блоков, включающих эти тессерные массивы [Head and Ivanov, 1996]. В этом случае, формирование поясов борозд в этой области могло бы представлять собой пример пассивного рифтогенеза.

После формирования поясов борозд на поверхности в пределах листа V-3 и за его границами отлагался материал обширных равнинных комплексов, щитовых и региональных равнин [Ivanov and Head, 2004a, 2005a,б]. Щитовые и региональные равнины резко различаются по морфологии и занимают разное стратиграфическое положение (щитовые равнины древнее). Это дает основания считать, что становление региональных равнин ознаменовало кардинальную смену вулканического стиля: вместо многочисленных и рассеянных небольших вулканов щитовых равнин стали формироваться обширные лавовые покровы, источники материала которых неизвестны. Большие площади, покрытые морфологически однообразным лавовым материалом нижнего подразделения региональных равнин свидетельствуют о том, что его поверхность формировалась в результате массивных излияний лав.

Стиль вулканизма, при котором откладывался материал верхнего подразделения региональных равнин, изменился по сравнению с предшествующими фазами вулканической активности и был связан с постепенным сосредоточением извержений в немногочисленных областях. После формирования верхнего подразделения региональных равнин, вулканическая деятельность окончательно сконцентрировалась в нескольких крупных центрах, служивших источниками лопастных равнин.

### **Глава 3. Геологическая карта листа V-61, Мулитта Флуктус**

Лист V-61, Мулитта Флуктус, находится с южном полушарии Венеры между 50-75° ю.ш. и 300-360° в.д. и почти антиподален листу V-3. Северная треть листа V-61 покрывает южный край низменности равнины Лавинии, а его южная часть - западный сегмент возвышенности Земли Лады, которая увенчана крупным сводовым поднятием высотой более 3 км. Топографические и гравиметрические характеристики и картина деформационных зон в области Земли Лады могут свидетельствовать об активных восходящих мантийных потоках в этом регионе [Kiefer and Hager, 1992].

Набор морфоструктурных комплексов, распространенных в пределах листа V-61, практически повторяет тот, что наблюдается в регионе листа V-3, но на территории листа V-61 отсутствует тессера. Более важным является то, что стратиграфические соотношения типов местности в области Земли Лады (V-61) идентичны соотношениям, задокументированным в области Тессеры Мескхент (V-3). Корреляционная диаграмма, показывающая возрастные соотношения стратиграфически подразделений в пределах листа V-61, показана на Рисунке 3-1.

Густотрещиноватые равнины (pdl) представляют одно из наиболее древних образований на территории листа V-61. Ориентировка структур на поверхности равнин в разных местах разная, указывающая, что деформационная картина при образовании подразделения pdl была связана с локальными напряжениями. Материал грядовых поясов (pr) отлагался частично синхронно, а, частично, после образования густотрещиноватых равнин и деформировался в обстановке сжатия. Протяженность поясов (многие сотни километров) указывает на то, что сжимающие напряжения действовали в пределах регионально значимых зон. Таким образом, региональная обстановка сжатия сменила обстановку распределенного растяжения, доминировавшую на более ранних этапах геологической истории региона. Однако позднее, при формировании поясов борозд, обстановка регионального зонального сжатия сменилась обстановкой зонального растяжения.

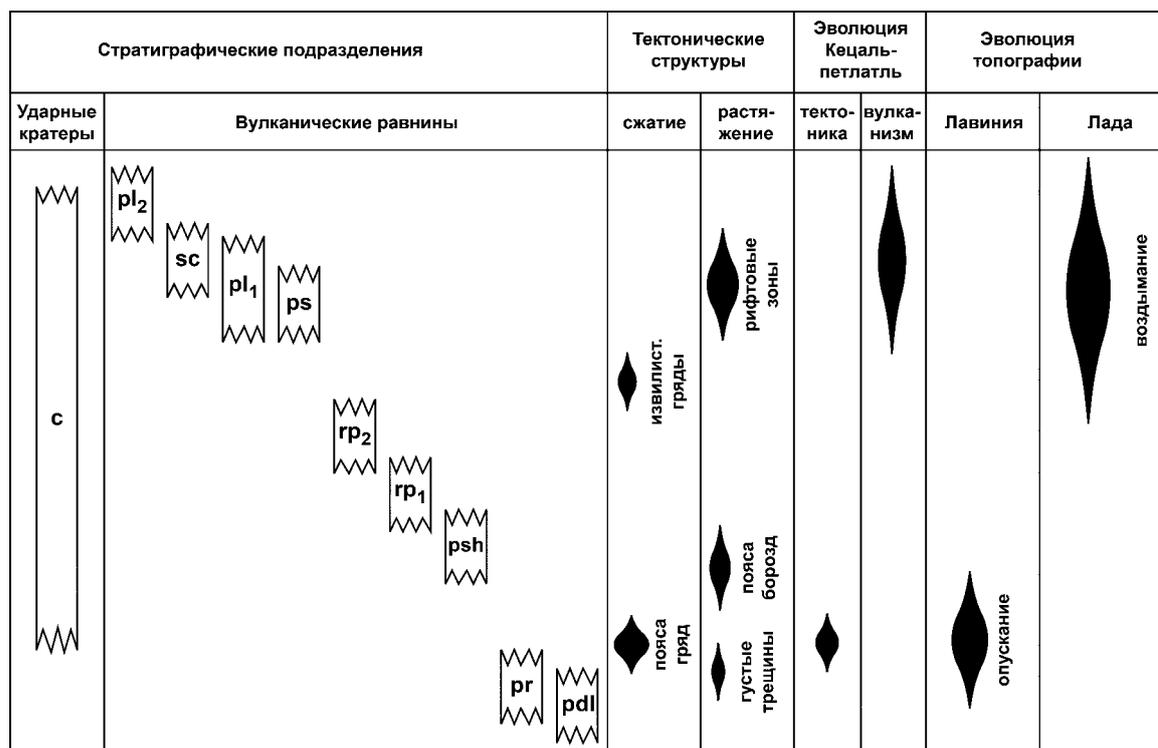


Рис. 3-1. Корреляционная диаграмма, показывающая относительные возраста вещественных и структурных комплексов, тектонических событий и эволюцию длинноволновых топографических деталей в пределах листа V-61.

После образования грядовых равнин и завершения главного этапа образования поясов борозд во многих местах исследуемого региона отлагался вещественный комплекс щитовых равнин (psh). Материал равнин перекрывает тектонизированные подразделения, а его поверхность слабо тектонизирована. Таким образом, с момента формирования щитовых равнин вулканическая составляющая геологической истории вышла на первый план, а тектонические деформации играли подчиненную роль. Целый ряд признаков указывает на относительную древность щитовых равнин по сравнению с региональными. Многочисленные вулканические постройки щитовых равнин резко отличают это подразделение от последующих и свидетельствуют о таком стиле вулканизма, при котором материал поступал из рассеянных неглубоких источников с ограниченным запасом магмы.

Обнажения нижнего подразделения региональных равнин (rp<sub>1</sub>) доминируют за пределами Земли Лады на территориях прилегающих низменностей. В центральной, возвышенной, части Земли Лады региональные равнины наблюдаются только в стратиграфических окнах среди молодых лав лопастных равнин. Такое распределение региональных равнин свидетельствует, что до образования молодых лавовых покровов равнины перекрывали основную часть картируемой территории в пределах как

низменностей, так и возвышенностей. Верхнее подразделение региональных равнин ( $gr_2$ ) пространственно ассоциирует со и преобладает в переходной зоне от возвышенности Земли Лады к низменности равнины Лавинии. Оба подразделения региональных равнин, как и щитовые равнины, умеренно деформированы сетью узких извилистых гряд.

В пределах листа V-61 широко проявлена поздняя эндогенная активность [Ivanov and Head, 2010b]. Небольшие, но многочисленные поля гладких равнин ( $ps$ ) преимущественно концентрируются в западной и северо-восточной частях картируемой территории. Наиболее развиты в исследуемом регионе лопастные равнины ( $pl_1$  и  $pl_2$ ), которые формировались после образования региональной сети извилистых гряд. Лопастные равнины явно концентрируются в центральной части Земли Лады, где ассоциируют с двумя крупными вулканическими центрами: с короной Йорд и патерой Тарбелл у северного края возвышенности и с комплексом концентрических корон Кецальпетлатль и Боала в ее центральной части.

Лопастные равнины формировались по крайней мере в течение двух фаз вулканизма. В течение первой из них отложился материал нижнего подразделения ( $pl_1$ ), который образовал обширное поле вокруг комплекса Йорд/Тарбелл и к северу от корон Кецальпетлатль и Боала. Эта вулканическая фаза перекрывалась во времени с тектоническим эпизодом формирования рифтовой зоны, которая протягивается вдоль северной окраины Земли Лады. Таким образом поздние эпизоды вулканической и тектонической активности были сконцентрированы в пределах возвышенности Земли Лады и в переходной зоне к низменности равнины Лавинии.

Более поздняя фаза вулканизма была отчетливо связана со все теми же вулканическими комплексами. В течение этой фазы были сформированы огромные поля вулканических потоков (флуктусы), протягивающиеся на многие сотни километров [Roberts et al., 1992]. Эти скопления вулканических потоков не образуют, однако, каких-либо заметных вулканических сооружений типа щитовых вулканов [Crumpler and Aubele, 2000], что позволяет интерпретировать флуктусы как результат мощных извержений, продолжавшихся в течение короткого времени.

Тектонических деформации в пределах листа V-61 демонстрирует выраженную направленность. В начале геологической истории региона формировались компактные пояса гряд, свидетельствующие о том, что региональное поле напряжений было структурировано в региональном масштабе. На средних этапах (становление щитовых и региональных равнин) структуры сжатия представлены рассеянными по поверхности извилистыми грядами, которые значительно менее выразительны как морфологически, так и топографически и не собраны в зоны, а распределены более равномерно на больших

территориях. Следовательно, поле напряжений при образовании извилистых гряд было заметно более однородным по сравнению с этапом формирования поясов гряд. На поздних этапах геологической истории (гладкие и лопастные равнины) структуры сжатия отсутствуют.

Структуры растяжения имеют противоположный тренд. Те трещины, что деформируют поверхность густотрещиноватых равнин узки, коротки, обильны и не образуют выраженных зон. Таким образом, более древние эпизоды формирования трещин характеризовались скорее ареальным распределением растягивающих напряжений. Более молодые структуры растяжения становятся все более широкими (километры) и протяженными (многие десятки километров) и собраны в пучки, которые составляют пояса борозд и рифтовые зоны. Таким образом, с течением времени структуры растяжения укрупнялись, вероятно, в результате увеличения мощности деформируемого слоя, а региональное поле растягивающих напряжений структурировалось и распадалось на отдельные зоны. Как более древние пояса борозд, так и более молодая рифтовая зона в пределах листа V-61 имеют общий тренд (З-В) и располагаются в переходной зоне от низменностей равнины Лавинии к возвышенности Земли Лады. Эта зона, следовательно, представляет собой долгоживущий структурный шов, где концентрировались структуры растяжения. Верхнее подразделение лопастных равнин не нарушено тектоническими структурами и представляет верхний стратиграфический предел тектонической активности в изучаемом регионе.

Последовательность событий, установленная при геологическом картировании листа V-61, позволяет проследить эволюцию длинноволновой топографии региона, главные детали которой представлены низменностью равнины Лавинии и возвышенностью Земли Лады. В центральной части Лавинии наблюдается скопление поясов гряд [Squyres et al., 1992a; Ivanov and Head, 2001a]. Их образование вполне обоснованно связывается с короблением корового материала в результате просадки днища низменности [Squyres et al., 1992a]. В северо-восточной части листа один из таких поясов расположен на фланге возвышенности Земли Лады. Если формирование поясов гряд связано с просадкой днища Лавинии, то их присутствие в пределах возвышенности Лады указывает на то, что она начала воздыматься после образования поясов и, следовательно, после становления низменности равнины Лавинии. Таким образом, эпизод образования поясов гряд представляет собой нижний стратиграфический предел формирования возвышенности Лады.

Лавовые потоки в поле верхнего подразделения региональных равнин на западном региональном склоне сводового поднятия Земли Лады ориентированы субширотно, в

направлении наибольшего современного топографического градиента. Следовательно, свод уже существовал ко времени формирования верхнего подразделения региональных равнин. Вулканические потоки более молодых подразделений ( $p_1$  и  $p_2$ ) явно распространяются вдоль регионального уклона, что говорит о стабилизации возвышенности Земли Лады, когда формировались эти подразделения.

Таким образом, крупная низменность равнины Лавинии сформировалась на более ранних этапах геологической истории региона, а сводовое поднятие Земли Лада относится к ее более поздним этапам.

#### **Глава 4. Геологическая карта листа V-7, Плато Лакшми**

Лист V-7 расположен в северном полушарии Венеры между  $50-75^\circ$  с.ш. и  $300-360^\circ$  в.д. и включает одно из наиболее загадочных образований планеты - плато Лакшми и его горное окружение в самой западной части Земли Иштар. Поверхность плато возвышается на 3-4 км над средним радиусом планеты, а горные цепи вокруг него достигают в высоту 7-10 км.

После получения данных экспедиции "Венера-15/16", были сформулированы два альтернативных класса моделей, объясняющих уникальные топографические характеристики Лакшми. В одних моделях формирование плато Лакшми связывалось с восходящими мантийными потоками (дивергентные модели) [Пронин, 1986; Pronin, 1990, 1992; Grimm and Phillips, 1990], а в других - с действием нисходящих потоков мантии (конвергентные модели) [Head, 1986; Bindschadler et al., 1990]. Детальное геологическое картирование листа V-7 позволяет обратиться к проблеме формирования плато и ввести важные ограничения на модели его образования.

Поверхность в пределах листа V-7 складывается все теми же морфоструктурными комплексами, которые распространены в закартированных ранее листах V-3 и V-61 и находятся в таких же возрастных соотношениях (Рис. 4-1). Установление морфоструктурных комплексов и их стратиграфических соотношений позволяет проверить следствия, вытекающие из той или иной гипотезы формирования плато Лакшми.

Главным элементом дивергентных моделей является восходящий мантийный диапир [Пронин, 1986, Pronin, 1990, 1992; Grimm and Phillips, 1990, 1991], столкновение которого с подошвой литосферы на начальных этапах эволюции системы приводит к росту сводово-купольного поднятия и усиленному вулканизму в пределах купола. Когда вертикальное движение диапира сменяется его латеральным растеканием, рост купола прекращается, происходит его просадка, формирование лавового плато в центральной

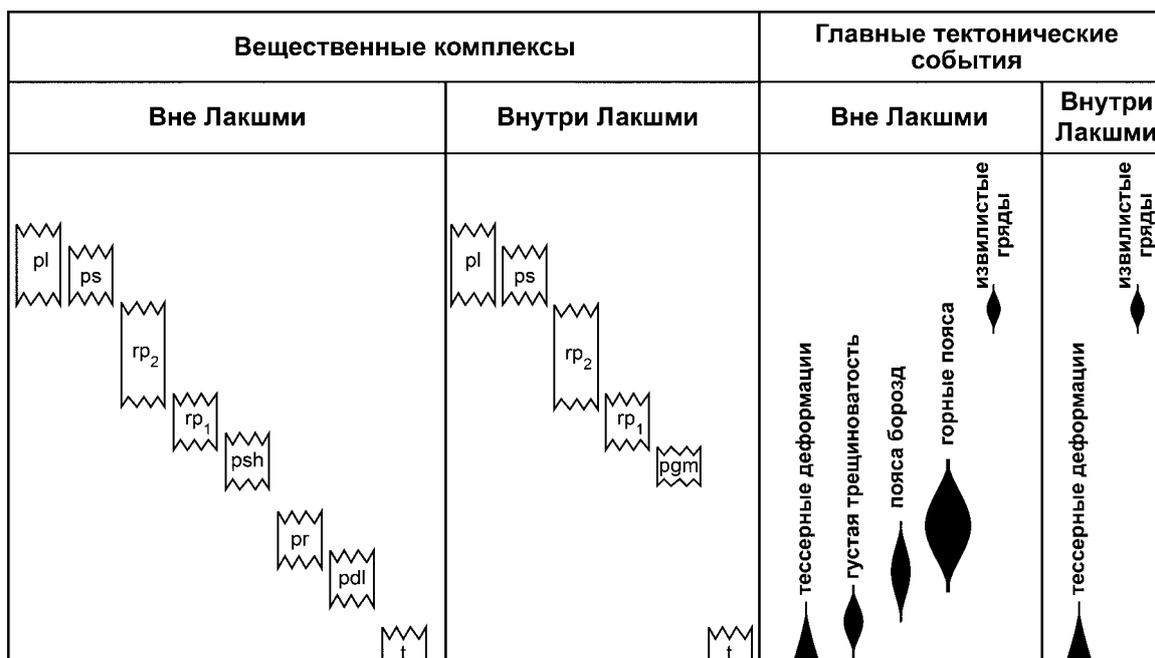


Рис. 4-1. Корреляционная диаграмма, показывающая относительные возраста вещественных и структурных комплексов и тектонических событий в пределах и вне плато Лакшми (лист V-7).

части и возникновение зон сучивания на периферии. Эти зоны в конечном итоге разрастаются в горные пояса.

Конвергентные модели рассматривают регион плато Лакшми как центр нисходящего потока мантии [Kiefer and Hager, 1989; Bindschadler and Parmentier, 1989; Bindschadler et al., 1990; Lenardic et al., 1991]. Эти модели предсказывают формирование структур сжатия по краям массива и их постепенную миграцию в сторону от Лакшми и вулканическую активность в центре Лакшми на поздних стадиях эволюции этой структуры.

Общая форма Лакшми напоминает очертания платообразных тессерных возвышенностей и радикально отличается от той, что характеризуют сводовые поднятия с рифтами, образованные за счет восходящих потоков мантии и динамической поддержки рельефа. Важная особенность Лакшми - наличие в его пределах фрагментов сильно тектонизированной и подтопленной тессерной местности, которая морфологически аналогична обнажениям тессеры вне плато. Другая характерная черта Лакшми - это пространственное распределение щитовых равнин, которые отсутствуют внутри плато, зато распространены вне его. Такой тип ареального распределения малых вулканов характерен для крупных тессерных регионов, тогда как в пределах сводовых поднятий скопления малых куполов - обычное явление. Третья особенность Лакшми - неполная стратиграфическая летопись в его пределах, свидетельствующая, что этот регион

представлял собой стабильную область, где геологические события не происходили, в то время как основная вулканическая и тектоническая активность была проявлена за пределами плато.

Топографическая конфигурация и размах рельефа, наличие фрагментов тессеры, отсутствие щитовых равнин и видимый перерыв стратиграфической летописи внутри плато Лакшми совместно указывают на то, что изначально структура Лакшми представляла собой крупный, приподнятый и жесткий блок тектонизированной литосферы, подобный крупным тессерным регионам в других местах Венеры [Roberts and Head, 1990а,б; Grimm and Phillips, 1990]. Присутствие такого блока (кратона) противоречит гипотезе роста и последующего коллапса крупной сводовой структуры на начальных стадиях эволюции Лакшми [Пронин, 1986; Pronin, 1990, 1992].

Следствиями дивергентных моделей являются: (1) образования рифтовых зон во внутренних частях Лакшми, (2) более древний возраст вулканического материала плато по отношению к горным поясам, (3) разрастание горных поясов в направлении к центру плато, (4) миграция вулканической активности от центра плато к его окраинам. Ни одно из этих следствий не подтверждается наблюдениями и все они противоречат установленной последовательности основных вулканических и тектонических событий. Таким образом, дивергентные модели формирования и эволюции плато Лакшми не дают адекватного объяснения геологической истории западной части Земли Иштар.

Конвергентные модели объясняют, рассматривающие формирование Лакшми как результат столкновения литосферных плит вулканических равнин с краем жесткого тессерного массива и их поддвига под кратон [Crumpler et al., 1986; Head, 1986, 1990а,б; Roberts and Head, 1990а,б, Head et al., 1990].

Согласно конвергентным моделям, вулканическая активность в центральных частях плато Лакшми моложе главного тектонического эпизода формирования горных поясов. Это следует из того, что столкновение равнин с жестким и стационарным тессерным массивом и тектоническое скупивание равнинного материала должно предшествовать вулканизму внутри тессерного блока. Этот вывод полностью согласуется с тем наблюдением, что первый распознаваемый равнинный комплекс во внутренних частях Лакшми (нижнее подразделение региональных равнин,  $gr_1$ ) подтапливает структуры орогенической стадии формирования горных поясов. Кроме того, конвергентные модели предсказывают, что вулканическая активность, по мере эволюции системы, должна смещаться по направлению к центру плато. Это предсказание так же соответствует результатам наблюдений.

Главные детали конвергентных моделей с центральным жестким тессерным блоком суммированы на рисунке 4-2. Вероятная исходная (до-деформационная) конфигурация западной части Земли Иштар соответствует стадии 1, когда тессерный кратон был окружен слоистой свитой низколежащих лавовых равнин. Региональное сжатие с севера привело к деформации равнин у внешнего края тессерного массива, где начал формироваться горный пояс (стадия 2, орогенез). Продолжавшееся боковое давление и поддвиг равнинной плиты под кратон могли привести к его смещению в южном направлении и формированию там низкого горного массива, к дополнительному воздыманию северных горных цепей и поднятию северной части плато Лакшми (стадия 3). По мере продолжения поддвига возможны два варианта развития событий, включающих и не включающих деламинацию литосферы [Hess and Head, 1990].

В начале процесса деламинации, свежий мантийный материал перемещался к основанию литосферного блока и частично плавился за счет декомпрессии, что привело к формированию обширных региональных равнин (нижнее подразделение) во внутренних частях плато Лакшми (стадия 4а). На более зрелых стадиях деламинации самые глубокие части поддвигаемой пластины могли начать плавиться, что вызвало формирование молодых лавовых равнин во внутренних частях плато (стадия 5а).

Если процесс деламинации был невозможен, например, из-за высокого температурного градиента в недрах Венеры, то тогда формирование обширного равнинного комплекса во внутренних частях Лакшми (подразделение гр<sub>1</sub>) могло быть связано с плавлением поддвигаемой пластины, когда она пересекла изотерму солидуса (стадия 4б). По мере развития процесса поддвига, относительно более холодная пластина смещала изотерму на более глубокий уровень и плавилась только самые глубокие части поддвигаемой пластины, что привело к формированию молодых лавовых равнин (стадия 5б). На завершающих этапах либо деламинации, либо продолжающегося поддвига, утолщенная литосфера в северной части плато Лакшми могла начать всплывать (эпейрогеническая фаза), что привело к увеличению высоты северных горных цепей и усилению асимметричности Лакшми.

Таким образом, результаты фотогеологического анализа и геологического картирования плато Лакшми дают основания предполагать, что процессы родственные тектонике плит (латеральное перемещение утоненных блоков литосферы, их столкновение и поддвиг под жесткие и утолщенные массивы и т.д.), возможно, действовали на Венере в начале ее видимой геологической истории. Тем не менее, уникальность структуры Лакшми говорит о том, что даже если элементы тектоники плит

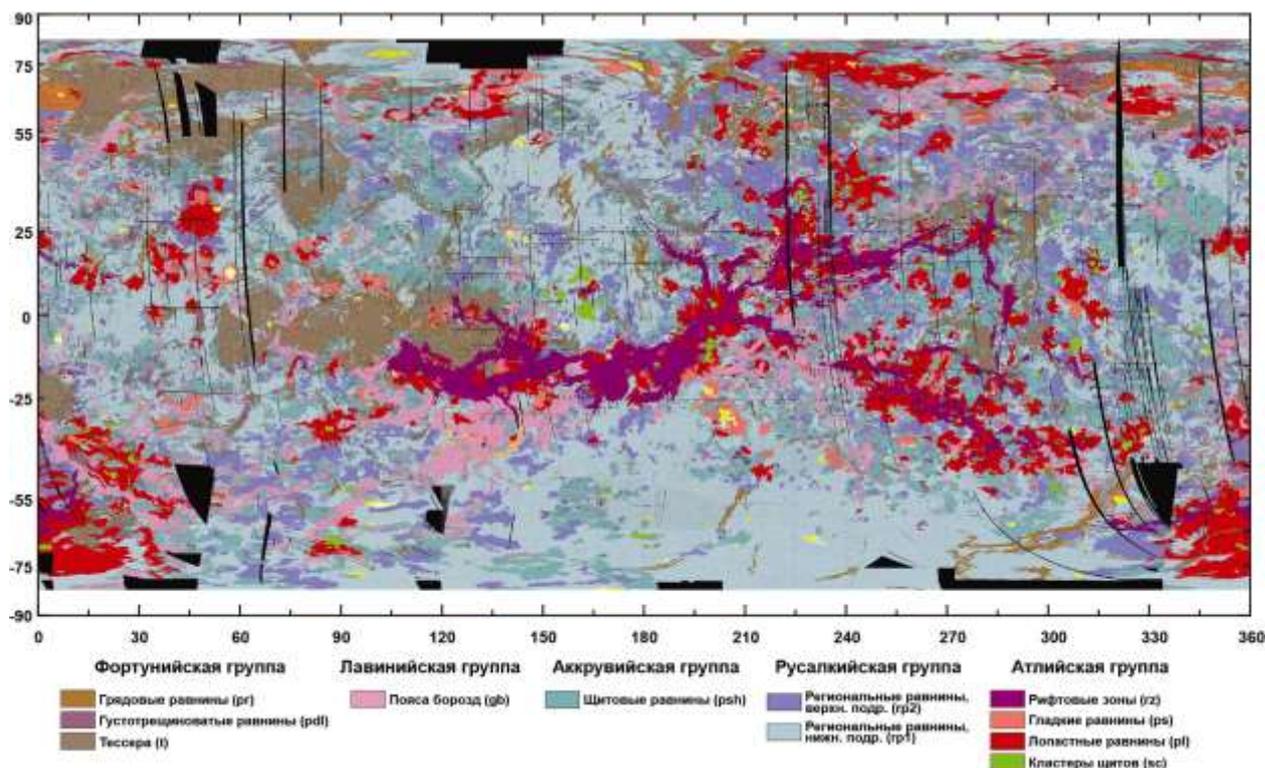


Рис. 5-1. Глобальная геологическая карта Венеры. Простая цилиндрическая проекция.

и действовали когда-то на Венере, их распространение было весьма ограниченным и они не образовывали глобальной системы, как на Земле.

## Глава 5. Стратиграфическая модель Венеры

Примеры геологического картирования в предыдущих главах показывают, что сравнительно небольшое количество вещественных и структурно-вещественных комплексов (типов местности), находящихся в определенном стратиграфическом порядке, адекватно описывает строение поверхности и позволяет расшифровывать геологическую историю крупных регионов. Тот факт, что ограниченное количество типов местности характеризует геологию разных по строению регионов послужил отправной точкой проекта по составлению глобальной геологической карты Венеры. Карта показывает распределение типов местности в пространстве и является шагом в понимании геологической истории планеты в целом (Рис. 5-1). Важнейшим документом, сопровождающим геологическую карту, выступает глобальная корреляционная диаграмма, которая представляет собой модель распределения закартированных комплексов во времени (Рис. 5-2) и позволяет придать морфологическим типам местности стратиграфический смысл. В этой главе корреляционная диаграмма представлена в качественном виде. В следующей главе будет представлена попытка ее количественной калибровки по данным статистики ударных кратеров. Карта и корреляционная диаграмма

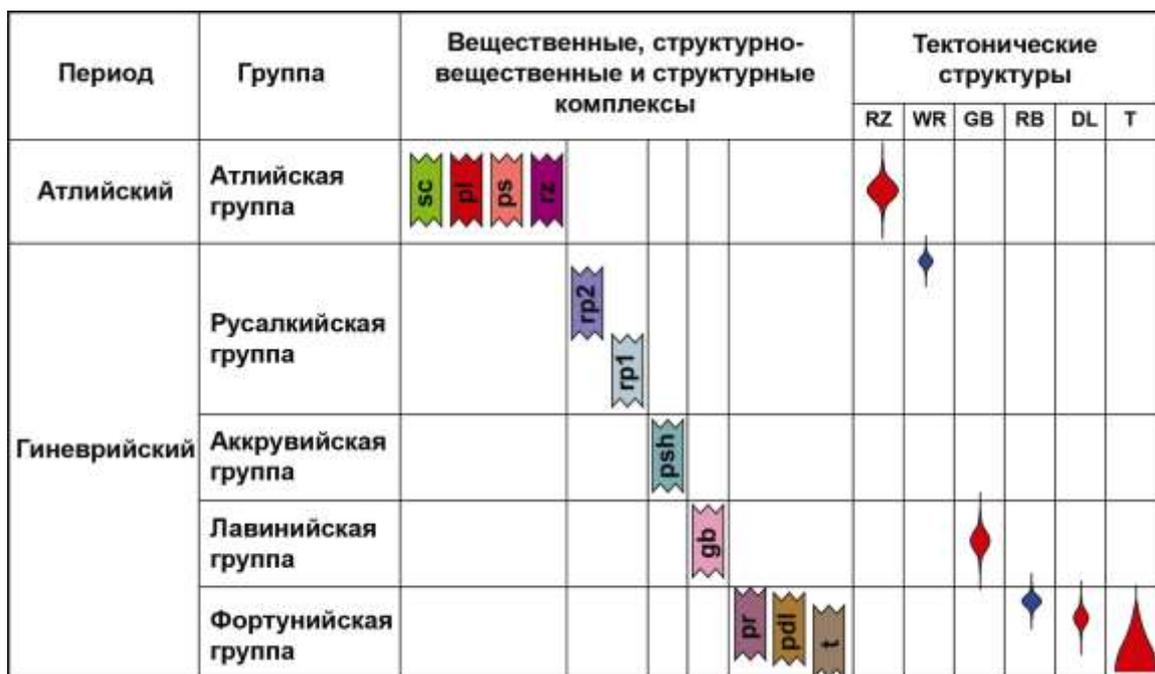


Рис. 5-2. Корреляционная диаграмма, показывающая относительные возраста вещественных и структурных комплексов и основных тектонических событий применительно ко всей Венере.

в совокупности представляют полную стратиграфическую модель видимой части геологической истории Венеры и служат основой для решения важнейших проблем ее геологии, таких как режимы обновления поверхности, эволюция глобального тектонического стиля и длинноволновой топографии, история вулканической активности и т.д.

Морфологическое описание структурно-вещественных и вещественных комплексов, определяющих все разнообразие морфологии поверхности, приведено в Главе 1. В данной главе сделан упор на их временные взаимосвязи. Устойчивые соотношения подтопления и взаимного пересечения, задокументированные на всей поверхности Венеры, позволяют разделить всю видимую геологическую историю планеты на два периода. Более ранний, Гиневрийский период, включает четыре группы, Фортунийскую, Лавинийскую, Аккравийскую и Русалкийскую, а более поздний, Атлийский, одну - Атлийскую.

### Гиневрийский период

**Фортунийская группа** включает сильно тектонизированные подразделения: тессера (t), густотрещиноватые равнины (pdl) и грядовые равнины (pr). В совокупности, они составляют около 11% поверхности Венеры (Табл. 5-1). Ключевым фактором для их объединения в одну группу является существование местности переходного типа, которая сочетает в себе морфологические признаки как тессеры, так и густотрещиноватых и

Таблица 5-1. Площадь поверхности, занятая различными стратиграфическими подразделениями на геологической карте Венеры.

Подразделение	площадь, 10 <sup>6</sup> км <sup>2</sup>	% поверхности
Тессера (t)	33.2	7.3
Густотрещиноватые равнины (pdl)	7.2	1.6
Грядовые равнины (pr)	9.6	2.1
Горные пояса (mt)	1.3	0.3
Пояса борозд (gb)	37.1	8.1
Щитовые равнины (psh)	79.3	17.4
Региональные равнины, нижнее подразделение (rp1)	141.4	31.0
Региональные равнины, верхнее подразделение (rp2)	42.0	9.2
Кластеры щитов (sc)	3.3	0.7
Каньон Артемиды (ac)	0.4	0.1
Рифтовые зоны (rz)	22.6	5.0
Гладкие равнины (ps)	10.3	2.3
Лопастные равнины (pl)	37.8	8.3
Ударные кратеры, нерасчлененные (c)	1.8	0.4
Потоки из ударных кратеров (cf)	0.8	0.2
Области не покрытые съемкой	28.1	6.2
ВСЕГО ( в пределах карты)	456.3	100

грядовых равнин и свидетельствует о частично перекрывающихся интервалах их формирования (Рис. 5-2) Все эти структурно-вещественные комплексы подтоплены материалом щитовых и региональных равнин, которые, таким образом, представляют собой верхний стратиграфический предел подразделений Фортунийской группы.

**Лавинийская группа** состоит из одного структурного комплекса поясов борозд. Пояса борозд не вовлечены в формирование переходной тессерной местности и пересекают тессеру, густотрещиноватые и грядовые равнины. Пояса гряд составляют около 8.1% поверхности Венеры (Табл. 5-1) и образуют зоны, развитые почти повсеместно (Рис. 5-1).

**Аккрувийская группа** состоит из одного вещественного комплекса щитовых равнин, которые занимают примерно 17.4% поверхности планеты, (Табл. 5-1). Слабо тектонизированный материал щитовых равнин подтапливает комплексы Фортунийской и Лавинийской групп и, в свою очередь, перекрывается материалом подразделений Русалкийской и Атлийской групп.

**Русалкийская группа** включает два вещественных комплекса: нижнее и верхнее подразделения региональных равнин, которые покрывают примерно 40% поверхности Венеры (Табл. 5-1). Нижнее подразделение имеет несколько особенностей, делающих его важнейшим для понимания геологической истории Венеры. Во-первых, поверхность равнин этого типа повсюду имеет примерно одинаковую морфологию, резко отличную от других подразделений. Это позволяет уверенно картировать нижнее подразделение региональных равнин в разных местах. Во-вторых, - это самое распространенный тип

местности, который занимает примерно 31% поверхности планеты (Табл. 5-1). В-третьих, это подразделение связывает воедино разные регионы. В-четвертых, геологические соотношения нижнего подразделения региональных равнин с остальными подразделениями постоянны: оно подтапливает все тектонизированные подразделения и щитовые равнины, перекрывается более молодыми равнинными комплексами (гладкие и лопастные равнины) и деформировано структурными зонами рифтов.

Корреляция разрозненных регионов является одной из главных и наиболее сложных задач геологического картирования поверхностей планетных тел. Для ее решения необходимо найти указания на характер главных картируемых подразделений: представляют ли они трансгрессивные или квазисинхронные образования? Ответ на этот вопрос невозможно получить по результатам картирования отдельных регионов. Поэтому необходимо геологически картировать сплошные протяженные зоны, связывающие изолированные регионы. Это позволяет проводить корреляцию региональных, но разрозненных, стратиграфических колонок по ключевым, наиболее распространенным, вещественным комплексам.

Проблема времени формирования региональных равнин имеет исключительно важное значение [Basilevsky and Head, 2000]. Например, нижнее подразделение региональных равнин может носить трансгрессивный (несинхронный) характер и в разных регионах могло формироваться в разные периоды времени (Рис. 5-3). В таком случае наблюдаемые постоянные стратиграфические соотношения региональных равнин с другими подразделениями обязывают быть трансгрессивными по крайней мере те подразделения, которые перекрывают региональные равнины (например, лопастные равнины). Это неизбежно ведет к тому, что региональные равнины в одной области будут моложе лопастных равнин в другой области (Рис. 5-3). Если же и более древние подразделения имеют трансгрессивную природу, то тогда в каких-то регионах может наблюдаться случай, когда тессерообразующие структуры деформируют и вовлекают в образование тессеры более молодые равнинные комплексы.

Ни одна из таких геологических ситуаций не наблюдается на Венере, что сильно подкрепляет предположение о квазисинхронном образовании нижнего подразделения региональных равнин. Тем не менее, отсутствие свидетельств нарушения обычного стратиграфического порядка могло бы быть связано с доменным строением поверхности. В пределах каждого домена стратиграфические подразделения квазисинхронны в локальном и региональном масштабах и выстраиваются в одинаковые стратиграфические последовательности. Временной сдвиг между доменами привел бы к несинхронности подразделений в глобальном масштабе. В этом случае обобщенная

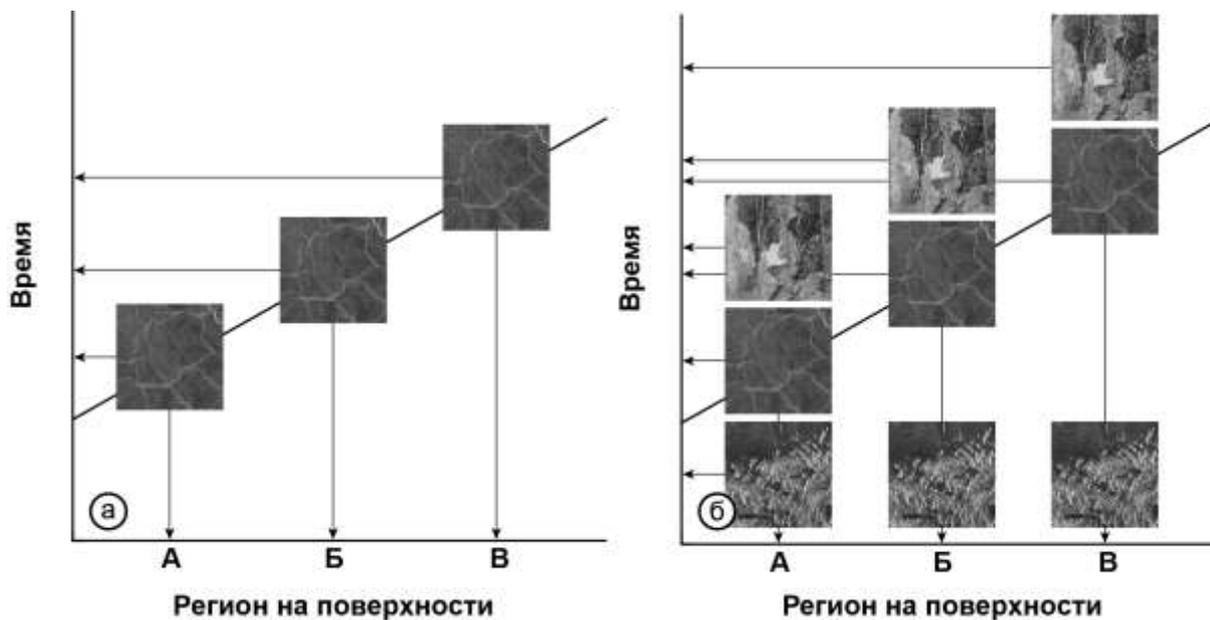


Рис. 5-3. (а) Диаграмма, иллюстрирующая возможное трансгрессивное (несинхронное) формирование региональных равнин. (б) В этом случае должны появляться регионы, где наблюдаемый стратиграфический порядок нарушен (например, региональные равнины перекрывают лопастные). При составлении глобальной геологической карты было установлено, что такие регионы отсутствуют и, следовательно, гипотеза о несинхронном формировании региональных равнин не поддерживается наблюдательными фактами.

стратиграфическая последовательность от тессеры к лопастным равнинам характеризует только внутренние части доменов, но не применима к планете в целом. На границах доменов, однако, обязательно должны проявляться нарушения стратиграфического порядка. Эти нарушения можно было бы пропустить при геологическом картировании отдельных регионов (домены в этом случае должны быть существенно больше картируемой области). Однако, при сплошном картировании в замкнутых зонах (геотраверсах) или при составлении глобальной геологической карты "швы" между доменами неизбежно должны проявиться как зоны нарушения стратиграфической последовательности. Нигде на Венере не были выявлены такие стратиграфические швы.

Отсутствие признаков доменной структуры и повсеместно постоянные стратиграфические соотношения нижнего подразделения региональных равнин с другими морфоструктурными комплексами свидетельствует, что формирование подразделения  $gr_1$  было не трансгрессивным, а квазисинхронным. В этом случае нижнее подразделение региональных равнин играет роль глобального стратиграфического маркера. Этот вывод имеет первостепенное значение для расшифровки геологической истории Венеры так как позволяет скоррелировать региональные, но разрозненные, стратиграфические колонки, составить глобальную корреляционную диаграмму (Рис. 5-2) и проследить эволюцию вулканической и тектонической активности Венеры.

### Атлийский период

Венчает глобальную стратиграфическую колонку Венеры Атлийская группа, которая объединяет несколько вещественных и структурных комплексов (Рис. 5-2). Их главным определяющим признаком является то, что они образовались явно позднее щитовых и региональных равнин, а так же сети извилистых гряд. Соотношения этих подразделений между собой, однако, свидетельствуют о их близ одновременном образовании. В Атлийскую группу входят (Рис. 5-2): **гладкие равнины, лопастные равнины, рифтовые зоны и кластеры щитов**, которые в совокупности охватывают примерно 16% поверхности планеты (Табл. 5-1).

## Глава 6. Ударные кратеры Венеры

Ударные структуры играют важнейшую роль в расшифровке геологической истории планетных тел, так как являются главным инструментом в определении возраста и, соответственно, темпа обновления поверхности [напр., Baldwin, 1949, 1971; Hartmann, 1970; Neukum and Hiller, 1981; Neukum et al., 2001]. Кратерная летопись Венеры существенно отличается от тех, что наблюдается на поверхности других планет земной группы [Иванов и Базилевский, 1987; Schaber et al., 1992; Phillips et al., 1992] и характеризуется следующими особенностями. (1) На Венере мало кратеров, менее тысячи [Schaber et al., 1995; Herrick et al., 1997; Schaber et al., 1998]. На поверхности Марса, например, было каталогизировано около 380 000 ударных кратеров [Robbins and Hynes, 2012]. Плотность ударных кратеров на поверхности Венеры указывает, что ее различимая геологическая летопись охватывает последние 10-15% общей истории планеты. (2) Распределение ударных кратеров на Венере не отличимо от случайного [Phillips et al., 1992; Strom et al., 1994; Hauck et al., 1998] и, следовательно, эндогенные процессы не стирали кратеры в крупных (тысячи километров в поперечнике) регионах как, например, на Марсе или Луне. (3) Подавляющее большинство ударных кратеров Венеры сохраняет, по-видимому, исходную морфологию [Schaber et al., 1992, 1998]. Это указывает на слабую суммарную эффективность вулканического подтопления или тектонизации кратеров. Преобладание не модифицированных кратеров на поверхности Венеры дало основание сделать очень важный вывод о том, что кратеры Венеры представляют собой популяцию, находящуюся в стадии роста [Schaber et al., 1992], что согласуется с общим малым количеством ударных кратеров.

Изучение фотоизображений поверхности Венеры и сопоставление их с глобальной геологической картой позволило установить, на какие подразделения кратеры наложены и какими они подтоплены или деформированы. Это дает возможность ввести кратеры в

стратиграфический контекст и использовать их для оценки модельного абсолютного возраста эндогенных комплексов. Подсчет кратеров, наложенных на то или иное морфологически гомогенное подразделение - стандартная процедура определения модельного абсолютного возраста его поверхности [напр., Neukum and Hiller, 1981], приложимая, разумеется, и к образованиям Венеры.

В случае Венеры, однако, возникают осложнения, связанное с общим малым числом кратеров и фильтрующим эффектом атмосферы. Малое число кратеров приводит к высокой доле "пограничных" кратеров, тех, что наложены на два или более соседних подразделения. Что бы учесть это осложнение, при определении кратерной плотности каждый пограничный кратер делился на равные части в соответствии с количеством подразделений, на которые он наложен, и его дробная часть добавлялась к количеству "целых" кратеров в пределах того или иного подразделения. При таком способе общее количество кратеров остается неизменным, и ни одному из подразделений не отдается предпочтение. Плотная атмосфера планеты фильтрует ударники малых размеров [Ivanov et al., 1992; Herrick and Phillips, 1994a], что приводит к уменьшению количества небольших кратеров. Кроме того, малые кратеры часто не различимы на поверхности тектонизированных подразделений, например, тессеры [Ivanov and Basilevsky, 1993b]. Что бы полностью учесть атмосферный и наблюдательный эффекты, следовало бы считать только крупные кратеры (например, крупнее 32 км). Это, однако, резко снижает достоверность статистики из-за малого числа крупных кратеров. Наконец, общее малое количество кратеров заставляет объединять близкие по стратиграфическому положению подразделения в одно более крупное, в пределах которого количество кратеров возрастает и кратерная статистика становится более надежной [Basilevsky et al., 2000].

Все эти обстоятельства вынуждают рассматривать кратеры крупнее 8 км и, иногда, в пределах объединенных подразделений, таких, например, как региональные равнины (включают нижнее и верхнее подразделения региональных равнин, подразделения  $gr_1$  и  $gr_2$ ) или группа тектонизированных подразделений, включающих тессеру, густотрещиноватые равнины и грядовые равнины. Результаты подсчетов показывают, что кратерные плотности для подразделений от тессеры до региональных равнин сближены и практически неразличимы, а плотности кратеров на лопастных равнинах и рифтовых зонах располагаются существенно ниже (Рис. 6-1). Следовательно, закартированные в глобальном масштабе вулканические и тектонические подразделения распадаются на две возрастные группы. Этот результат устойчив и не зависит ни от способа деления пограничных кратеров, ни от выбора нижнего диаметра кратеров.

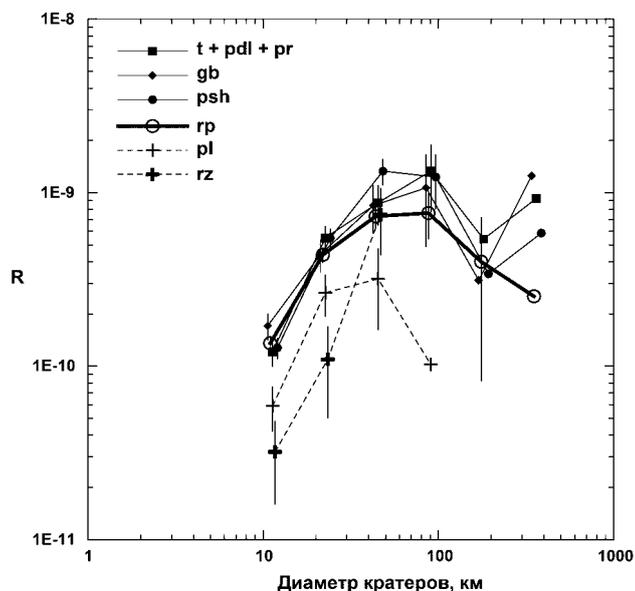


Рис. 6-1. Плотность ударных кратеров на разных стратиграфических подразделениях. Видно, что кривые для подразделений от тессеры (t) до региональных равнин (rp) сближены и практически не различимы. Плотность катеров на лопастных равнинах (pl) и рифтовых зонах (rz) существенно ниже, что полностью согласуется с их молодым стратиграфическим возрастом.

Таким образом, результаты стратиграфического анализа и подсчета плотности кратеров совпадают друг с другом и совместно указывают на то, что вся видимая геологическая история Венеры распадается на два периода. В течение более древнего, Гиневрийского, образовались структурно-вещественные и вещественные комплексы (от тессеры до верхнего подразделения региональных равнин), покрывающие 80-85% поверхности Венеры. В течение более молодого, Атлийского периода, формировались гладкие и лопастные равнины и рифтовые зоны, которые при своем образовании обновили около 15-20 % поверхности.

Величина  $T$ , средний возраст поверхности Венеры, соответствует средней плотности кратеров (1.52 кратера/млн. км<sup>2</sup> для кратеров крупнее 8 км) и оценивается значениями 750, 500 и 300 млн. л. [Schaber et al., 1992; Phillips et al., 1992; Strom et al., 1994; McKinnon et al., 1997] в зависимости от модельных представлений о потоке метеороидов, пересекающих орбиту Венеры. Плотность кратеров на разных подразделениях дает возможность оценить длительность Гиневрийского и Атлийского периодов долей величины  $T$  (в терминах абсолютного модельного возраста, Табл. 6-1) и откалибровать глобальную корреляционную диаграмму (Рис. 6-2). Кратерная калибровка показывает, что Атлийский период по крайней мере в два раза превосходил по длительности Гиневрийский.

Таблица 6-1. Оценки длительности Гиневрийского и Атлийского периодов и темпа переработки поверхности на их протяжении

Период	Площадь*, 10 <sup>6</sup> км <sup>2</sup>	Средний возраст, млн. л.	Средний возраст,		Длительность, млн. л.	Темп обновления поверхности, км <sup>2</sup> /год
			от**, млн. л.	до**, млн. л.		
T = 750 млн. л.						
Гиневрийский	350	947	1201	703	497	0.7
Атлийский	60	355	703	0	703	0.1
T = 500 млн. л.						
Гиневрийский	350	631	800	469	331	1.1
Атлийский	60	237	469	0	469	0.1
T = 300 млн. л.						
Гиневрийский	350	379	480	281	199	1.8
Атлийский	60	142	281	0	281	0.2

\* - площадь поверхности, занятая подразделениями того или иного периода.

\*\* - оценки "от" и "до" даны в соответствии с величиной  $\pm 2\sigma$  относительно среднего модельного возраста.

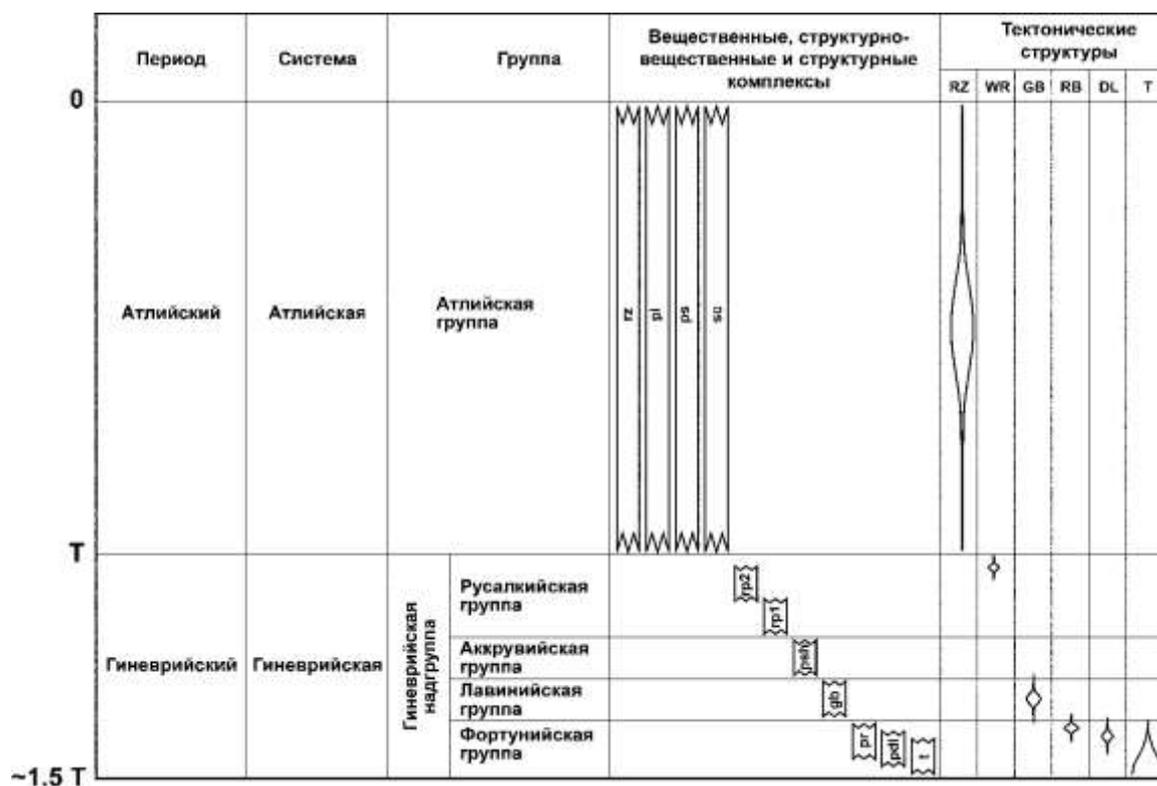


Рис. 6-2. Сводная корреляционная диаграмма, калиброванная по плотности кратеров на разных подразделениях. Длительность Атлийского периода, вероятно, примерно в два раза превышает длительность Гиневрийского периода. T - средний модельный абсолютных возраст поверхности Венеры; оценивается величиной от 750 до 300 млн. л. в зависимости от тех или иных модельных представлений.

## Глава 7. Эволюционные тренды в геологической истории Венеры

Разработанная стратиграфическая схема, которая описывает последовательность геологических событий в глобальном масштабе, позволяет обратиться к наиболее важной проблеме геологии Венеры - к вопросу о наличии или отсутствии эволюционных трендов геологических процессов в ее истории.

На сегодняшний день существуют две альтернативные модели геологической истории, которые по разному отвечают на этот вопрос. В первой, эволюционной, утверждается, что геологическая история Венеры состоит из выраженных и сменяющих друг друга эпизодов, когда обновление поверхности было связано преимущественно с какими-либо одним фактором, например, вулканической активностью определенного типа [Basilevsky and Head, 1998]. В альтернативной, стационарной модели, существование таких трендов отрицается, а геологическая летопись представляется хаотичным сложением вулканических и тектонических процессов [Guest and Stofan, 1999].

Оценить правдоподобие этих моделей можно, проследив историю важнейших геологических процессов на Венере: (1) режимов обновления поверхности, (2) эволюции длинноволновой топографии, и (3) вулканической активности планеты и (4) тектонической активности. Эти процессы связаны как друг с другом, так и с характеристиками коры/литосферы и отражают динамическое состояние ее мантии.

### **7.1. Режимы обновления поверхности**

Историю режимов обновления поверхности можно проследить, анализируя взаимодействие вулканических процессов с ударными кратерами. Вулканическая активность приводит к подтоплению и захоронению ударных кратеров и, в зависимости от ее интенсивности и распределения по площади, изменяет фундаментальные характеристики первичной кратерной популяции: случайность пространственного распределения кратеров и степень их сохранности.

На основе наблюдаемых характеристик кратерной популяции Венеры были предложены две альтернативные модели обновления ее поверхности: (1) равновесная [Phillips et al., 1992] и (2) катастрофическая [Schaber et al., 1992]. В первой утверждается, что вулканическая активность Венеры находилась в равновесии с темпом накопления кратеров, а во второй, что в какой-то момент времени древняя кратерная популяция была стерта в результате глобального катаклизма и наблюдаемая популяция кратеров накапливается с того момента. Для той и другой модели принципиально важным является случайное пространственное распределение кратеров. Оно является стартовой точкой катастрофической модели и вводит жесткие ограничения на применимость равновесной. Именно, равновесная модель применима только в тех случаях, если характерный диаметр вулканического поля, обновляющего поверхность либо меньше 400 км (4°), либо больше

7500 км ( $75^\circ$ ). В первом случае поля достаточно маленькие, и, в основном, "проваливаются" в межкратерное пространство, не затрагивая существенно кратерную популяцию. Во втором - поля достаточно велики и стирают кратеры в крупном регионе. Несколько таких событий полностью обновляют поверхность и на ней начинает накапливаться новая кратерная популяция со случайным пространственным распределением. Следует подчеркнуть, что этот вариант равновесной модели смыкается с катастрофической.

Жизнеспособность этих моделей можно оценить, анализируя количество вулканически подтопленных кратеров. И в равновесной и в катастрофической модели допускается наличие таких кратеров, а в работе [Phillips et al., 1992] был предложен математический аппарат, связывающий их долю с размером поля вулканического события в рамках равновесной модели.

Главной особенностью региональных равнин Гиневрийского периода является то, что основная доля их площади (более 80%) сосредоточена всего в трех крупнейших полях, а из 582 кратеров, располагающихся на равнинах, подтоплено 19. Следовательно, количество подтопленных кратеров на региональных равнинах составляет примерно 3% от общего количества кратеров на этих равнинах, что соответствует характерному диаметру обновляющего вулканического события 2700 км ( $\sim 25^\circ$ ). Частотно-размерное распределение полей лопастных равнин гораздо более равномерное (те же 80% площади лопастных равнин составляют из 118 индивидуальных полей), а из 54 кратеров, располагающихся на лопастных равнинах, подтоплены 27. Таким образом, доля подтопленных кратеров в этой популяции составляет 50% и соответствуют характерному диаметру вулканического события и 90 км ( $\sim 0,85^\circ$ ).

В случае региональных равнин, характерный размер вулканического события, соответствующий пропорции подтопленных кратеров, находится глубоко в запрещенной области, там, где размеры вулканических полей несовместимы со случайным пространственным распределением кратеров в рамках равновесной модели. Следовательно, равновесная модель не применима для характеристики формирования региональных равнин. В случае лопастных равнин, однако, характерный размер вулканического события находится в пределах допустимой области и лавовые поля такого размера могли бы формироваться параллельно с растущей популяцией кратеров, не нарушая их случайного распределения.

Главный вывод, который следует из подсчета вулканически модифицированных кратеров, состоит в том, что ни одна из предложенных моделей обновления поверхности не может быть распространена на весь видимый отрезок геологической истории Венеры.

Количество кратеров, подтопленных тем или иным вещественным комплексом и характерный размер полей этих комплексов, свидетельствуют о том, что режим обновления поверхности радикально менялся с течением времени от "катастрофического" при образовании региональных равнин в Гиневрийском периоде до "равновесного" в течение Атлийского периода.

## **7.2. Эволюция длинноволновой топографии**

Картина длинноволновой (сотни-тысячи км) топографии планетных тел представляет собой результат совокупного действия многих факторов. Среди них, как представляется, важнейшими являются следующие: (1) структура коры (латеральные изменения ее состава и мощности), (2) строение литосферы и верхней мантии (например, наличие или отсутствие астеносферного слоя) и ее тепловой режим (например, остывание океанической литосферы по мере удаления от срединно-океанических хребтов), (3) динамическое состояние мантии (конвективные течения и диапиризм), (4) эффективность эрозии и аккумуляции (в том числе, формирование и таяние ледников), (5) интенсивность метеоритной бомбардировки крупными ударными телами. Структура коры и литосферы представляют собой статические факторы, ведущие к установлению изостатического равновесия литосферных блоков [напр., Suppe, 1985], а остальные носят динамический характер и смещают блоки от состояния равновесия.

На крупных земных планетах, таких как Земля и Венера, следов участия крупных метеоритных ударов в становление глобальной топографии не сохранилось. Очевидно, что на этих планетах главную роль в формировании глобальной топографической картины играют внутрепланетарные статические и динамические факторы. Важным фактором изменения рельефа, который эффективно работает на Земле и очевидно отсутствует на Венере является эрозия и перераспределение эродированного материала. Следовательно, и этот фактор может быть выведен из рассмотрения при анализе истории длинноволновой топографии, которая, таким образом, непосредственно связана со строением литосферы и динамическим состоянием мантии.

На Венере не отмечены структурные зоны глобального масштаба, которые указывали бы на действие тектоники плит на этой планете [Solomon et al., 1991, 1992], но обильны короны, которые представляют собой поверхностное проявление мантийных диапиров [напр., Stofan et al., 1992] и указывают, что на Венере доминировала плюм-тектоника, связанная преимущественно с вертикальным переносом тепла и массы [Schubert et al., 1997]. Вертикальный массо-теплоперенос и отсутствие глобальных зон разрастания и поглощения коры должны способствовать вертикальной аккреции коры и литосферы Венеры [Parmentier and Hess, 1992; Head et al., 1994], изменению их мощности

и, соответственно, длинноволновой топографии. Сопоставление глобальной геологической карты с картой высот позволяет проследить, когда формировались основные компоненты топографии Венеры и как они эволюционировали на протяжении видимой геологической истории [Ivanov and Head, 2010в].

Стратиграфически наиболее древними и пространственно значимыми образованиями Венеры выступают подразделения Фортунийской группы. Среди них доминирует тессера, которая образует высокостоящие платообразные возвышенности (Рис. 7-1). Щитовые равнины Русалкинской группы располагаются на их протяженный склонах, а региональные равнины Русалкинской группы ( $gr_1$ , и  $gr_2$ ) преимущественно концентрируются во внутренних частях обширных низменностей (Рис. 7-1). Основные по площади образования Атлийской группы, лопастные равнины и рифтовые зоны, в подавляющем большинстве случаев пространственно ассоциируют с куполообразными сводовыми поднятиями (Рис. 7-1).

Топографическая конфигурация основных стратиграфических подразделений Венеры свидетельствует о следующем.

Формирование тессеры, тектонизированных равнин ( $pd1$  и  $pr$ ) и поясов гряд в начале видимой геологической истории Венеры привело к возникновению крупных положительных топографических деталей, которые остаются возвышенностями и в настоящее время. Явная приуроченность региональных равнин ко внутренним, более глубоким, частям низменностей свидетельствует о том, что низменности уже существовали к моменту начала формирования равнин и служили обширными ловушками, где накапливался материал равнин.

Основная часть обнажений щитовых равнин занимает промежуточное высотное положение между возвышенностями Фортунийской группы и низменностями, покрытыми региональными равнинами. В пределах низменностей фрагменты щитовых равнин, однако, видны в стратиграфических окнах на низких гипсометрических уровнях. Эти обнажения свидетельствуют, что щитовые равнины изначально были более широко распространены и, вероятно, подстилали значительную часть региональных равнин. Наличие щитовых равнин как внутри низменностей, так и вне их указывают, что эти топографические детали сформировались, в основном, после образования щитовых равнин.

Таким образом, картина длинноволновой топографии Венеры была в основном сформирована к концу Гиневрийского периода, то есть в течение первой трети видимой геологической истории. На протяжении последующего Атлийского периода главным

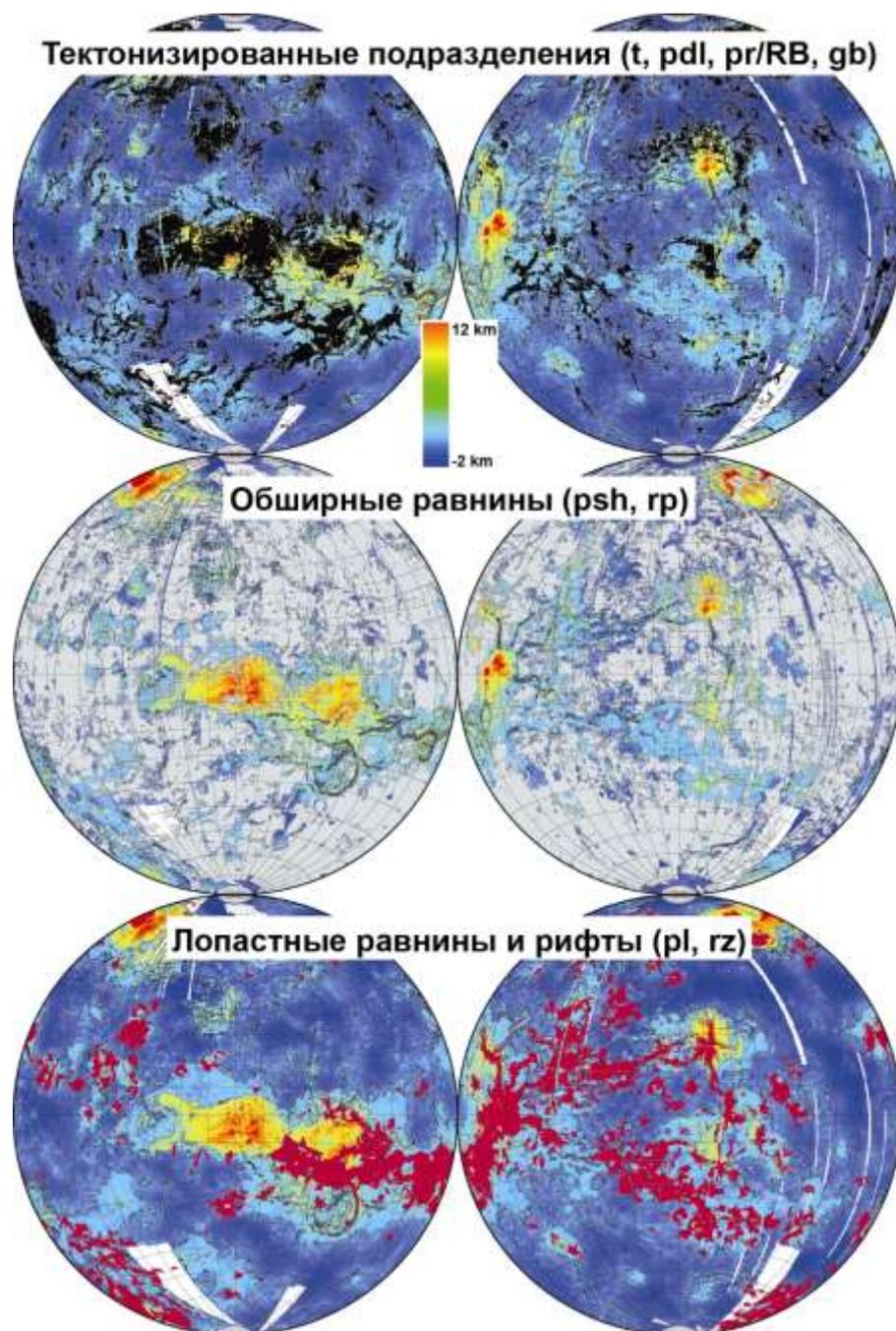


Рис. 7-1. Распределение групп стратиграфических подразделений по высотам поверхности. Тектонизированные подразделения (t, pdl, pr, gb) ассоциируют преимущественно с платообразными возвышенностями (верхний ряд). Обширные лавовые равнины (psh, rp) заполняют низменности (средний ряд), а молодые лопастные равнины и рифтовые зоны связаны с крупными куполообразными поднятиями (преимущественно в восточном полушарии, нижний ряд, справа).

фактором изменения глобальной топографической картины было образование изолированных сводовых поднятий, которые характеризуют около 20% поверхности Венеры.

Эти факты свидетельствуют о том, что, во-первых, уровень внутренней активности планеты резко снизился после формирования региональных равнин и, во-вторых, стиль

преобразования поверхности радикально изменился от интенсивных коровых дислокаций (тектонизированные подразделения) и обширных вулканических излияний (щитовые и региональные равнины) к формированию концентрированных зон растяжения (рифтовые зоны) и крупных, но изолированных, центров вулканизма (лопастные равнины).

### **7.3. Эволюция вулканической активности**

История проявлений вулканической активности имеет важнейшее значение для понимания геологии Венеры так как вулканизм на этой планете - главный процесс формирующий ее кору [Head et al., 1992] и, вероятно, основной механизм потери внутреннего тепла [Turcotte, 1993; Head et al., 1994; Turcotte, 1995]. Практически все морфоструктурные комплексы, составляющие поверхность планеты (за исключением ударных кратеров и чисто тектонических комплексов), образованы в результате вулканической деятельности. Время их образования охватывает всю видимую часть геологической истории Венеры и, следовательно, их стратиграфия позволяет расшифровать смену вулканических режимов на этой планете.

Поверхность подразделений Фортунийской группы сильно тектонизирована, что скрывает исходную морфологию и не позволяет понять характер вулканизма при их формировании. Уверенно проследить историю вулканизма Венеры можно, начиная с вещественного комплекса щитовых равнин. Это первое подразделение в глобальной стратиграфической последовательности, при формировании которого доминировал вулканизм.

Повсюду на Венере обнажения щитовых равнин демонстрируют одинаковую морфологию, что указывает на однотипный процесс их образования. Определяющим признаком равнин являются малые купола (первые км в диаметре), которые образуют разреженные кластеры и интерпретируются как моногенные вулканы [Aubele and Slyuta, 1990; Head et al., 1992, Guest et al., 1992]. Небольшие размеры вулканов указывают на то, что они формировались в течение сравнительно короткого времени и, вероятно, в результате маломощных извержений из многочисленных и неглубоких (первые километры) рассеянных источников [Head et al., 1992; Ivanov and Head, 2004].

Со щитовыми равнинами пространственно и стратиграфически ассоциирует особый класс венерианских вулканов, крутосклонные купола (Рис. 7-2) [Pavri et al., 1992]. На фоне проявлений "обычного", базальтового вулканизма, крутосклонные купола резко выделяются своей формой, которая свидетельствует об извержении вязких лав [Pavri et al., 1992; Fink and Griffiths, 1996]. На Венере насчитывается примерно три сотни таких куполов; их средний диаметр составляет примерно 20 км (до 70 км), а видимый объем часто превышает 100 км<sup>3</sup>.

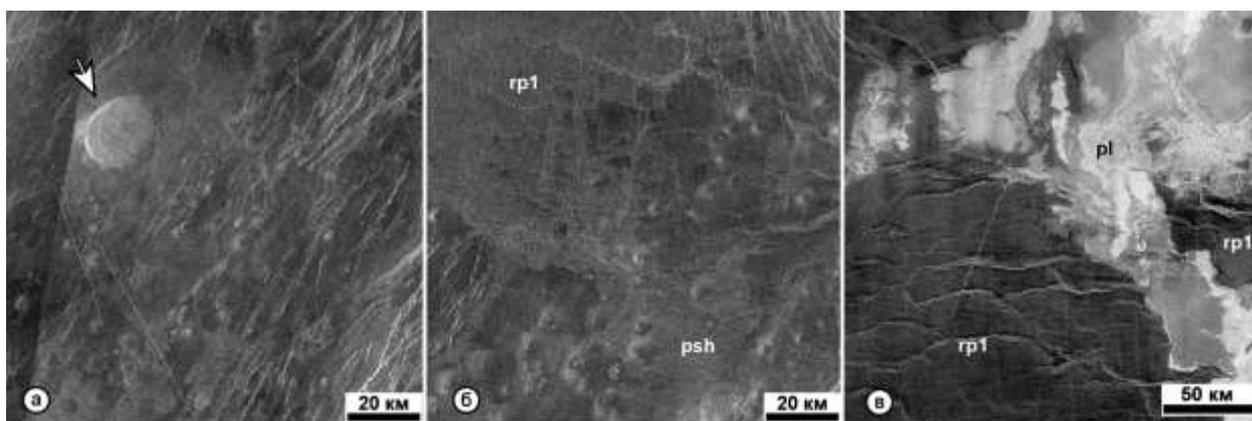


Рис. 7-2. (а) Пример ассоциации крутосклонного купола (стрелка) со щитовыми равнинами. (б) Пример подтопления щитовых равнин (psh) региональными (rp). (в) Пример перекрытия региональных равнин (rp) лопастными (pl). Такие ассоциации и временные соотношения наблюдаются на всей поверхности Венеры.

Эффективная вязкость материала куполов может объясняться разными причинами. Одна из них - истинно небазальтовый состав вещества куполов [Pavri et al., 1992; Fink et al., 1993], например, риолитовый [McKenzie et al., 1992]. Тем не менее, нельзя исключить и того, что материал куполов базальтовый, но в момент извержения был сильно кристаллизован [Pinkerton et al., 1994; Sakimoto and Zuber, 1995] или насыщен пузырьками газа, что резко увеличивает вязкость лав. Высказывалось так же предположение, что необычная форма куполов связана с вялотекущими излияниями базальтовых лав [Gregg and Fink, 1995; Gregg and Sakimoto, 1996]

Гипотеза извержения сильно кристаллизационного расплава относится к числу экзотических, так как требует деликатного баланса между временем остывания и кристаллизации в магматической камере и поступлений новых порций расплава. Такое сочетание может происходить случайно, но вряд ли в сотнях случаев и в разных масштабах. В гипотезе извержения газонасыщенной лавы главный фактор, контролирующий возникновение куполов, - высокое атмосферное давление, которое подавляет дегазацию поднимающейся к поверхности магмы [Head and Wilson, 1992]. Однако, если бы главным фактором при формировании куполов было атмосферное давление, то они должны преимущественно концентрироваться в наиболее низких областях планеты, где давление максимально. В этих регионах, однако, крутосклонные купола отсутствуют. Гипотеза формирования куполов за счет постепенного напластования базальтовых лав [Gregg and Sakimoto, 1996] требует низких значений расходов излияния лав, менее  $0.1 \text{ м}^3/\text{с}$ . Для формирования "среднестатистического" купола диаметром 20 км и высотой около 100 м при указанном критичном расходе излияния потребовалось бы примерно 10 000 лет непрерывного извержения, что совершенно нереально.

Таким образом, гипотеза формирования куполов за счет извержений лав с повышенным содержанием кремнезема представляется более правдоподобной. Повышенная кремнекислотность магмы могла бы объясняться переплавлением гипотетического небазальтового (гранитоподобного) фундамента, скрытого под покровом базальтовых равнин Венеры [Nikolaeva, 1990; Nikolaeva et al., 1988; 1992b]. Однако, преимущественная ассоциация крутосклонных куполов с определенным стратиграфическим подразделением (щитовыми равнинами) делает эту гипотезу маловероятной.

Другой механизм, который может приводить к повышению кремнекислотности магм - их кристаллизационная дифференциация [напр., Bowen, 1928], что требует застывания магмы в магматическом резервуаре. Это предположение находится в хорошем соответствии с установленной пространственной и стратиграфической ассоциацией куполов и щитовых равнин. Многочисленные малые вулканы равнин, свидетельствуют о множестве рассеянных приповерхностных источников (камер). Вполне ожидаемо, что в некоторых из них магма могла находиться продолжительное время, дифференцировать и образовывать обогащенную кремнеземом фракцию, которая при извержении образовывала крутосклонные купола.

Важнейшим фактом для понимания вулканической истории Венеры является повсеместное подтопление вулканических образований (малых вулканов и крутосклонных куполов) щитовых равнин материалом региональных равнин (Рис. 7-2б). Этот факт был установлен при детальном исследовании стратиграфических соотношений щитовых и региональных равнин [Ivanov and Head, 2001, 2004]. Региональные равнины - наиболее распространенный вещественный комплекс Венеры (Табл. 5-1), который встречается практически повсеместно (Рис. 5-1).

Специфическими особенностями региональных равнин являются большие площади их полей (до первых млн. км<sup>2</sup>) и отсутствие на поверхности равнин различных источников излияний. Такие черты характерны для провинций платобазальтов на Земле (например, Колумбийское плато [Self et al., 1997]), Луне (лавовое заполнение морей [Wilhelms, 1987]) и Марсе (напр., Гесперийское плато [Greeley and Spudis, 1981]). Облик поверхности региональных равнин Венеры, таким образом, дает указание на вероятное их формирование при обильных, но кратковременных излияниях лав, не приводивших к образованию вулканических построек.

Таким образом, в конце Гиневрийского периода характер вулканической активности на Венере изменился в глобальном масштабе и на смену рассеянными извержениям из небольших источников при формировании щитовых равнин пришло

массивное лавовое затопление поверхности, приведшее к образованию морфологически однородных лавовых покровов нижнего подразделения региональных равнин.

Лопастные равнины повсеместно моложе региональных, состоят из множества лавовых потоков и резко отличаются по своей морфологии от региональных (Рис. 7-2в). Важной особенностью лопастных равнин является то, что они концентрируются в обширных, но изолированных областях, связанных с крупными вулканическими центрами. Особенности морфологии и пространственного распределения лопастных равнин свидетельствуют, что их поля формировались за счет растянутых во времени извержений, связанных с локализованной вулканической активностью. Крупные вулканические постройки, с которыми связаны лопастные равнины, указывают на устойчивое и, вероятно, длительное поступление магмы из единого крупного центра. Таким образом, стиль вулканизма лопастных равнин резко отличался от тех, которые доминировали при формировании щитовых и региональных равнин и знаменовал очередную смену типа вулканической активности, проявившейся в глобальном масштабе.

Геохимические данные, полученные с поверхности Венеры [Surkov, 1983, Surkov et al., 1984, 1986] могли бы, в принципе, дать важную информацию о составе пород, соответствующих тому или иному этапу вулканической истории Венеры [Abdrakhimov, 2005]. Однако, с полученными данными связаны два источника неопределенностей. Во-первых, точка опробования каждого спускаемого аппарата (СА) расположена в пределах посадочного круга диаметром около 100 км, где, как правило, встречаются образования разной природы и возраста [Abdrakhimov, 2005]. Связать конкретные результаты измерений с тем или иным вещественным комплексом можно только на вероятностной основе [Abdrakhimov, 2005]. Во-вторых, полученные данные характеризуются большими ошибками измерений, что приводит к значительным неопределенностям интерпретаций, сделанных на основе этих данных [Nikolaeva and Ariskin, 1999]. Например, данные по главным теплогенерирующим элементам (K, Th, U), измеренные в пяти точках, показывают, что породы Венеры могут соответствовать широчайшему спектру составов земных пород от базальтов срединно-океанических хребтов до пород континентальной коры (Рис. 7-3а). Данные по главным пороодообразующим элементам (без Na) указывают, что породы в месте посадки СА Венера-14 в большей степени подобны базальтам СОХ, но могут относиться, например, к базальтам островных дуг или вулканических островов (Рис. 7-3б). Вещество, опробованное в местах посадки СА Венера-13 и Вега-2 в большей степени тяготеет к составам пород вулканических островов, той их части, которая характеризует высокотемпературную ветвь эволюции их исходных расплавов (Рис. 7-3б). Тем не менее, породы, опробованные СА Венера-13 и Вега-2, явно смещены от главного

тренда эволюции земных составов, а их поля неопределенности частично перекрывают области базальтов СОХ и островных дуг (Рис. 7-3б).

Таким образом, имеющаяся в настоящее время геохимическая информация о породах с поверхности Венеры явно недостаточна для адекватного сопоставления земными изверженными породами и формулировки моделей петрогенезиса на Венере.

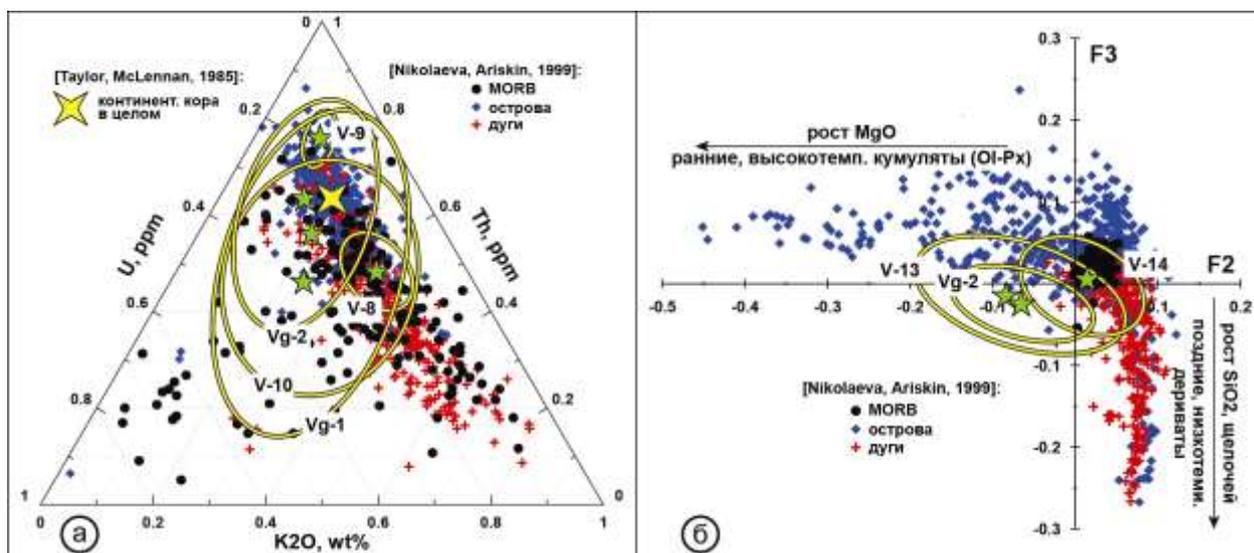


Рис. 7-3. (а) Тройная диаграмма, показывающая, что измерения этих элементов спускаемыми аппаратами серии Венера (V-8, V-9, V-10) и Вега (Vg-1, Vg-2) из-за больших ошибок могут соответствовать широкому спектру земных пород. (б) Факторная диаграмма для главных породообразующих элементов пород из земных океанических провинций наглядно иллюстрирует тренды кристаллизационной дифференциации. Области, соответствующие ошибкам измерений аппаратов V-13, V-14, и Vg-2, широки и перекрывают все типы пород из всех геодинамических обстановок океанов.

#### 7.4. Эволюция тектонической активности

Обильные проявления тектонической деятельности [Barsukov et al., 1986; Solomon et al., 1992] резко отличают Венеру от малых планет земной группы (Меркурий, Луна, Марс), где главными геологическими процессами являлись ударное кратерообразование и вулканизм. На поверхности Венеры абсолютно преобладают формы рельефа вулканического и тектонического происхождения. Как правило, образования той или иной природы встречаются совместно, но их распространенность и масштаб сильно различаются. Это позволяет уверенно выделять морфоструктурные комплексы, при формировании которых доминировали либо тектоника (тектонические типы местности), либо вулканизм (вулканические типы). Примерами главнейших вулканических местностей являются щитовые, региональные и лопастные равнины. К тектоническим типам относятся тессера, густотрещиноватые и грядовые равнины/поояса гряд, горные

цепи, пояса борозд и рифтовые зоны. Тектонические типы местности охватывают примерно четверть поверхности Венеры (Табл. 5-1).

Глобальная геологическая карта и сопутствующая ей корреляционная диаграмма позволяют установить временное положение тектонических комплексов и обратиться к вопросу когда и в каком масштабе на Венере проявлялась тектоническая активность того или иного типа.

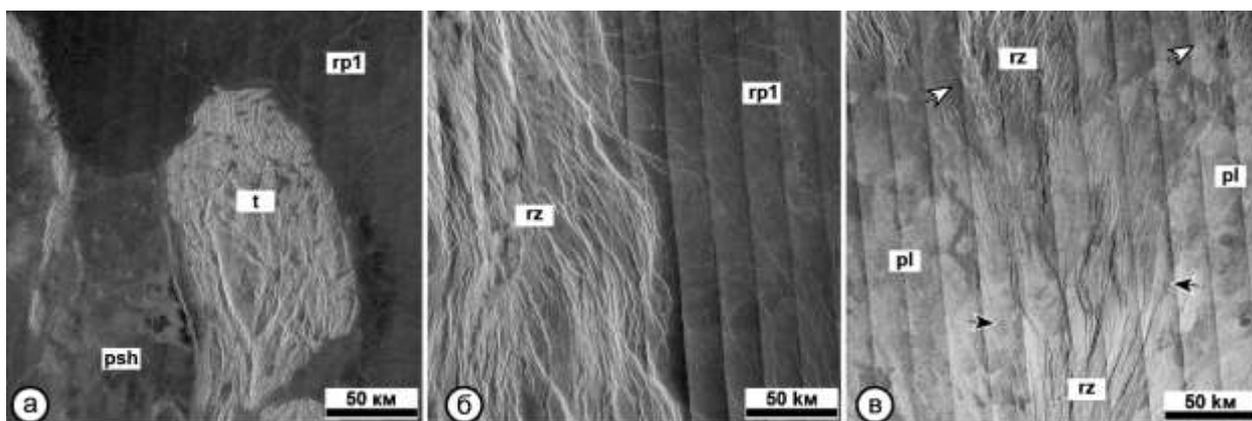


Рис. 7-4. Примеры возрастных соотношений тектонических и вулканических типов местности. (а) Щитовые (psh) и региональные (gp) равнины во всех случаях подтапливают основные тектонизированные типы местности, в данном случае - тессерный массив (t). (б) Рифтовые зоны (rz) всегда нарушают поверхность региональных равнин. (в) Рифтовые зоны и лопастные равнины (pl) формировались, в целом, синхронно, так как в соседних областях структуры рифтовых зон пересекают лопастные равнины (черные стрелки) и подтапливаются их материалом (белые стрелки).

Стратиграфические соотношения, установленные на всей поверхности Венеры показывают, что такие подразделения как тессера, густотрещиноватые и грядовые равнины, горные цепи и пояса борозд повсеместно подтоплены материалом щитовых и региональных равнин (Рис. 7-4а). Следовательно, указанные тектонические типы местности древнее, а обширные вулканические равнины представляют собой их верхний стратиграфический предел. С другой стороны, рифтовые зоны во всех случаях формировались позднее щитовых и региональных равнин (Рис. 7-4б), но одновременно с лопастными (Рис. 7-4в).

Таким образом, устойчивые стратиграфические соотношения между тектоническими и вулканическими подразделениями, проявленные в глобальном масштабе, позволяют разделить всю геологическую историю Венеры на три эпизода, в течение которых доминировал тот или иной стиль обновления поверхности.

(1) В течение глобального тектонического режима (Рис. 7-5) тектоническая переработка поверхности доминировала, а возможные в это время проявления вулканизма

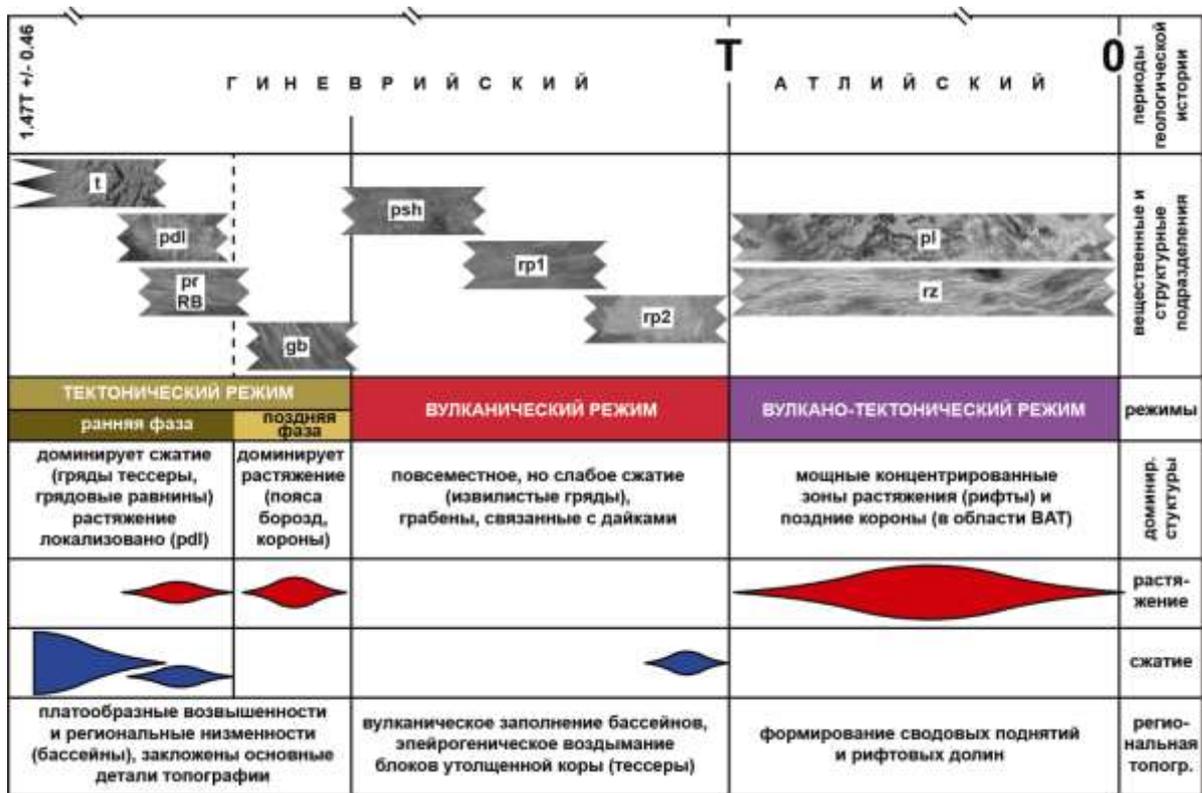


Рис. 7-5. Режимы обновления поверхности, действовавшие на протяжении видимой части геологической истории Венеры.

стирались и перерабатывались тектоническими структурами. К типам местности, сформированным в течение этого режима относятся те, что подтоплены щитовыми и региональными равнинами. Экспонированная (т.е. минимальная) площадь этих подразделений составляет около 20% поверхности Венеры (Табл. 5-1). Глобальный тектонический режим характеризовал начало Гиневрийского периода (Рис. 7-5). На протяжении более ранней фазы этого режима доминировали обстановки регионального сжатия, когда формировались грядовые структуры тессеры, горные цепи и пояса гряд (Рис. 7-5). В некоторых регионах ансамбли грядовых структур могут указывать на эпизодические и локализованные проявления горизонтального смещения литосферных блоков [Ivanov and Head, 2007, 2008a,б] родственных, возможно, элементам тектоники плит. Более поздняя фаза тектонического режима характеризовалась региональными обстановками растяжения, при которых формировалась сеть поясов борозд и ассоциирующих с ними корон.

Основные детали длинноволновой топографии Венеры, такие как платообразные возвышенности и разделяющие их низменности, сформировались на протяжении глобального тектонического режима.

(2) Глобальный вулканический режим (Рис. 7-5) был приурочен к концу Гиневрийского периода и характеризовался становлением обширных и глобально распространенных вулканических равнин (щитовые и региональные равнины). Материал равнин отлагался на протяженных склонах возвышенностей и в обширных низменностях, образованных в течение глобального тектонического режима. Щитовые и региональные равнины, хотя и широко распространены, вряд ли образуют большие по мощности покровы. На это указывают древние тектонизированные местности "просвечивающие" из под покровов равнинного материала [DeShon et al., 2000], широкая распространенность пологосклонных останцов густотрещиноватых равнин и других древних образований, образующих "острова", окруженные щитовыми и региональными равнинами [Ivanov and Head, 2001, 2011]. Все эти наблюдения указывают, что мощность равнинных комплексов глобального вулканического режима вряд ли превышает несколько сотен метров.

Здесь следует подчеркнуть, что структуры, напоминающие кратеры-призраки отсутствуют на Венере. Такие образования, однако, широко распространены на Меркурии, Луне и Марсе и представляют собой ударные структуры полностью перекрытые сравнительно маломощными, 0.5-1.5 км, лавовыми покровами [Ivanov et al., 2005; Klimczak et al., 2012]. Отсутствие их на Венере и, вероятно, маломощный слой вулканических равнин указывают на то, что ударные кратеры, более древние, чем равнины глобального вулканического режима, были разрушены процессами тектонического преобразования поверхности. Таким образом, древняя кратерная летопись была стерта в течение глобального тектонического режима, а наблюдаемая популяция кратеров накапливалась после становления равнин глобального вулканического режима.

Плотности ударных кратеров на подразделениях, относящихся к тектоническому и вулканическому режимам, статистически не различимы (Рис. 7-6). Тем не менее, стратиграфические соотношения между наиболее распространенными тектоническими комплексами (t, pdl, pr/RB, mb, gb) и обширными вулканическими равнинами всегда однозначно указывают на более молодой возраст равнин. Следовательно, смена глобального тектонического режима вулканическим и становление обширных равнин произошла настолько быстро, что не может быть отмечена ни в статистике, ни в морфологии ударных кратеров.

(3) Вулканотектонический режим обновления поверхности действовал в течение всего Атлийского периода геологической истории Венеры (Рис. 7-5). Этот режим характеризовался совместным развитием мощных зон растяжения (рифты) и становлением лопастных равнин. И те и другие образования пространственно и, вероятно,

генетически связаны с крупными сводовыми поднятиями. Хотя рифтовые зоны (тектонический

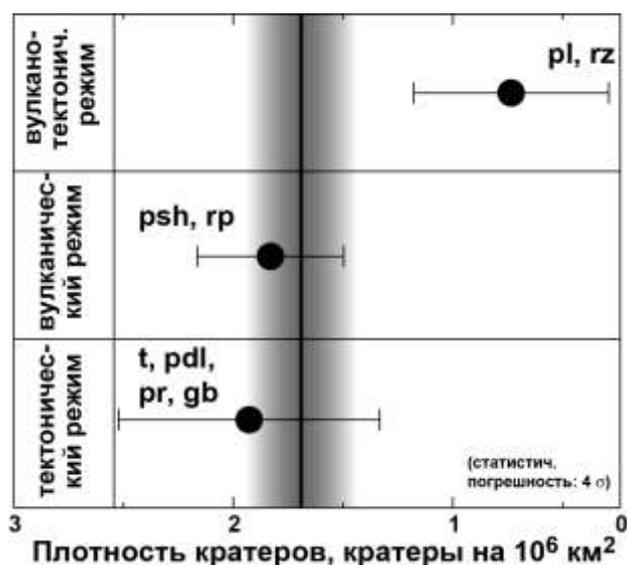


Рис. 7-6. Плотность кратеров на подразделениях, относящихся к разным режимам обновления поверхности. Затененная область соответствует средней плотности кратеров ( $\pm 1\sigma$ ) диаметром  $\geq 8$  км.

компонент вулканотектонического режима) представляют собой образования ярко выраженные морфологически и топографически, их распространенность невелика и они охватывают примерно 5% поверхности планеты (Табл. 5-1). Это свидетельствует о том, что на относительно поздних этапах геологической эволюции Венеры

Таким образом, рассмотрение крупномасштабных геологических процессов в историческом аспекте с помощью анализа глобальной геологической карты, показывает наличие выраженных трендов тектонической и вулканической активности. Такие тренды несовместимы с характеристиками стационарной модели и, следовательно, она может быть выведена из рассмотрения. Напротив, положения эволюционной модели [напр., Basilevsky and Head, 1998] вполне согласуются с наблюдениями и адекватно описывают видимую часть геологической истории Венеры.

### 7.5. Модель геологической истории Венеры

Детали, характеризующие эволюционную модель, являются предметом дальнейшего исследования и для их выявления и уточнения, вероятно, потребуются новые данные, например, съемка поверхности Венеры с высоким разрешением. Тем не менее, наблюдаемые эволюционные тренды эндогенной активности хорошо описываются гипотезой деляминации подошвы литосферы [Parmentier and Hess, 1992; Head et al., 1994]. Логические следствия этой гипотезы можно проверить как на основе имеющихся данных, так и с помощью данных будущих экспедиций к Венере.

В гипотезе деламинации начало видимой истории определяется моментом, когда подошва вертикально разраставшейся до этого литосферы становится гравитационно



Рис. 7-7. Схема, иллюстрирующая модель переворота мантии [Parmentier and Hess, 1992, Head et al., 1994], которая хорошо согласуется с выводами, вытекающими из анализа глобальной геологической карты. Пояснения в тексте. ЗНП - зона нейтральной плавучести.

неустойчивой и стремится оторваться от остальной части литосферы (Рис.7-7а). При этом вероятно существование сдвиговых напряжений в верхней части литосферы, что приводит к ее латеральному смещению, интенсивной деформации и формированию тектонизированных структурно-вещественных комплексов, например, тессеры. Одним из следствий этого процесса является стирание предшествующей кратерной популяции и тектоническое обновление поверхности [Head et al., 1994]. Эта стадия модели может соответствовать раннему тектоническому режиму обновления поверхности (Рис. 7-5).

В конечном итоге, блоки подошвы литосферы начинают деламинировать и тонуть в мантии (Рис.7-7б), а на их место поступает свежий мантийный материал, который плавится за счет декомпрессии. В начале подъема верхней мантии поступление расплава на поверхность регулируется положением зоны нейтральной плавучести. Пока темп генерации расплава не достиг максимума [Farnetani and Richards, 1994; Cordery et al., 1997] зона нейтральной плавучести играет роль ловушки, где поднимающаяся магма скапливается и формирует промежуточные магматические очаги, которые служат источником материала щитовых равнин (Рис.7-7б). Фракционирование расплава в этих очагах может приводить к обогащению части расплава кремнеземом и формированию крутосклонных куполов. В начале процесса, пока верхняя часть литосферы еще относительно холодная, зона нейтральной плавучести располагается ближе к поверхности из-за большей разницы плотностей вмещающих пород и поднимающегося расплава.

По мере прогрева и теплового разуплотнения боковых пород, зона постепенно смещается на более глубокие горизонты. На этой стадии, однако, стиль вулканизма регулируется темпом генерации расплава, который достигает пиковых значений (Рис.7-7в). Большое количество расплава поступает непосредственно к поверхности, не задерживаясь у зоны нейтральной плавучести, и формирует обширные поля региональных равнин, лишенных видимых источников материала. Массовое поступление расплава приводит к региональному (или даже глобальному) обновлению поверхности и резко превосходит темп образования ударных кратеров на поверхности. Это объясняет мизерное количество кратеров, подтопленных материалом региональных равнин. Эта стадия модели соответствует, вероятно, вулканическому режиму обновления поверхности (Рис. 7-5).

По мере установления теплового равновесия и уменьшения темпа генерации магмы, вновь наступает режим, регулирующийся зоной нейтральной плавучести (Рис.7-7г). В этот момент она располагается на более глубоких уровнях, так как перекрывающая часть литосферы уже прогрета и разница плотностей между вмещающими породами и расплавом становится меньше или вообще нивелируется. Это приводит к тому, что промежуточные магматические очаги располагаются глубже и расплав из них может поступать к поверхности не повсеместно (как при формировании щитовых равнин), а лишь местами, где это возможно, и формировать небольшие и изолированные кластеры щитов (Рис.7-7г).

В конечном итоге, система приходит в тепловое равновесие, расплав в верхней мантии больше не генерируется, и она замещает собой деламинировавшие литосферные блоки (Рис.7-7д). Это приводит к резкому увеличению мощности реологического литосферного барьера и снижению вулканической и тектонической активности. Мощная литосфера служит эффективной ловушкой новых мантийных диапиров, которые, однако, способны выгибать литосферу вверх и образовывать обширные сводовые поднятия (Рис.7-7д). За счет воздымания свода поднятий растрескиваются. При этом формируются рифты и зоны проницаемости, которые канализируют порции расплава, поступающие из головной части диапира к поверхности. Это приводит к формированию крупных вулканических построек и крупных изолированных полей лопастных равнин.

Так как диапиры располагаются на относительно большой глубине, степень плавления их головных частей должна быть существенно меньше, чем случае массового плавления верхней мантии при формировании региональных равнин. Следовательно, при образовании лопастных равнин расплав подается на поверхность сравнительно небольшими порциями, что приводит, во-первых, к напластованию множества отдельных лавовых потоков и, во-вторых, к балансу между вулканическим обновлением поверхности

и образованию ударных кратеров. Эта стадия может соответствовать позднему, вулканотектоническому, режиму обновления поверхности (Рис. 7-5).

## Защищаемые положения

(1) Все разнообразие форм рельефа поверхности Венеры сводится к 14 типам местности или морфологическим комплексам.

(2) В разрозненных регионах Венеры морфологические комплексы находятся в однотипных возрастных соотношениях. Это позволяет придать морфологическим комплексам стратиграфический смысл и расшифровывать с их помощью последовательности событий, представляющих широкий спектр геологических обстановок.

(3) Систематическое картирование стратиграфических подразделений на всей поверхности Венеры позволило скоррелировать их в глобальном масштабе и разработать на этом основании модель обозримой геологической истории планеты.

(4) Видимая часть геологической истории Венеры состоит из двух разных по протяженности периодов, более древнего Гиневрийского и более молодого Атлийского. Хотя длительность Гиневрийского периода была примерно в полтора раза меньше Атлийского, на его протяжении было обновлено примерно 85% поверхности Венеры. Таким образом, начало видимой геологической истории планеты характеризовалось высокой интенсивностью и широким распространением тектонических и вулканических процессов, а темп обновления поверхности в это время был примерно на порядок выше, чем в течение Атлийского периода.

(5) Видимая часть геологической истории Венеры характеризовалась четко выраженными трендами эндогенной активности, носивших глобальный характер и выразившихся в смене режимов обновления поверхности. В начале Гиневрийского периода доминировал тектонический режим, приведший к формированию тектонизированных типов местности. В это же время были заложены и основные детали длинноволновой топографии Венеры. В конце Гиневрийского периода доминировал вулканический режим обновления поверхности, когда сформировались обширные вулканические равнины. В течение Атлийского периода образовывались мощные, но локализованные рифтовые зоны, а вулканическая активность носила очаговый характер.

(6) Наблюдаемая смена тектонических и вулканических режимов хорошо согласуется с моделью эпизодического обновления поверхности за счет деляминации подошвы литосферы (тектонический режим), массового плавления поднимавшейся мантии (вулканический режим) и стабилизации и ослабления эндогенной активности (вулканотектонический режим).

### Основные публикации автора по теме диссертации

1. Иванов М.А. Результаты морфометрического анализа поверхности тессер на Венере по данным КА "Венера-15/16", Астрон. вестн. - т.24, № 4, с. 288-295 1990.
2. Иванов М.А. Геологическое строение окрестностей Области Альфа по данным КА "Магеллан", Астрон. вестн. - т.27, № 1, с. 3-18, 1993.
3. Иванов М.А. Базилевский А.Т., Возрастные соотношения тессер и равнин на Венере по данным КА "Магеллан", Астрон. вестн. - т.28, № 3, с. 40-58, 1994.
4. Иванов М.А. Хэд, Дж.У. Тессеры на Венере: Обзор глобального распределения, характеристики и соотношения с другими типами местности по данным КА "Магеллан", Астрон. вестн. - т.29, № 3, с. 212-242, 1995.
5. Иванов М.А. Обзор основных результатов гравиметрических исследований Венеры, Астрон. вестн., Т. 33. № 2. С. 99-127, 1999.
6. Базилевский А.Т., Бурба Г.А., Иванов М.А., Бобина Н.Н., Шашкина В.П.. Хэд Дж.У. Анализ геологического строения и составление геологической карты северной части планеты Венера, Астрон. вестн., Т. 34. № 5. С. 387-419, 2000.
7. Иванов М.А. Состав материала тессеры на Венере: морфологическая оценка, Астрон. вестн., Т. 35. № 1. С. 3-21, 2001.
8. Иванов М.А. Смена режимов обновления поверхности Венеры, Астрон. Вестн., - т. 49, № 1, с. 15-26, 2015.
9. Иванов М.А. Дж.У. Хэд, А.Т. Базилевский, История длинноволновой топографии Венеры, Астрон. Вестн., - т. 49, № 1, с. 3-14, 2015.
10. Иванов М.А. Вулканические комплексы Венеры: распространенность, возраст, механизмы формирования и эволюция, Петрология, - т. 23, № 2, с. 141-166, 2015.
11. Иванов М.А. Результаты сравнения земных и венерианских вулканитов с помощью дискриминантного и факторного анализов, Геохимия - № 1, с. 1-22, 2016.
12. Ivanov, M.A. and A.T. Basilevsky Coronae and major shields on Venus: Comparisons of their areas, basal altitudes, and areal distribution Earth, Moon, and Planets, - v.50/51, p.409-420, 1990.
13. Bindschadler D.L., Kreslavsky M.A., Ivanov M.A., Head J.W., Basilevsky A.T., Shkuratov Yu.G. Distribution of tessera terrain on Venus: Prediction for Magellan. Geophys. Res. Lett., v. 17, 171-174, 1990.
14. Ivanov, M.A. Explosive volcanism on Venus? Lunar Planet. Sci. Conf. 23, p.577-578, 1992.
15. Ivanov, M.A. Venera 13 and 14 landing sites: Geology from Magellan data Lunar Planet. Sci. Conf. 23, p.579-580, 1992.

16. Ivanov M.A., Basilevsky A.T. Density and morphology of impact craters on tessera terrain, Venus. *Geophys. Res. Lett.*, v. 20, N 23, 2579-2582, 1993
17. Ivanov, M.A. and J. W. Head Sequence of events in tessera formation, northern Ovda Regio, Venus, *Lunar Planet. Sci. Conf.* 26, p.661-662, 1995.
18. Ivanov, M. A. and J. W. Head Tessera terrain on Venus: A survey of the global distribution, characteristics, and relation to surrounding units from Magellan data *Journ. Geophys. Res.*, v.101, N E6, p.14861-14908, 1996.
19. Ivanov, M.A. and J. W. Head Major issues in Venus geology: Insights from a global geotraverse at 30N latitude, *Lunar Planet. Sci. Conf.* 29, #1419, 1998.
20. Ivanov, M.A., and J.W. Head, Ridge-ribbon age relationships in northeast Ovda Regio, Venus, *Lunar Planet. Sci. Conf.* 30, # 1232, 1999.
21. Collins G. C., Head J. W., Basilevsky A. T., Ivanov M. A. Evidence for rapid regional plains emplacement on Venus from the population of volcanically embayed impact craters. *J. Geophys. Res.*, 104, N E10, 24,121-24,1999.
22. Ivanov, M. A. and J. W. Head The stratigraphic and geographic distribution of steep-sided domes on Venus: Preliminary results from regional geologic mapping and implications for their origin *Journ. Geophys. Res.*, v.104, N.E8 p.18907-18924, 1999.
23. Basilevsky A. T., Head J. W., Ivanov M. A., Kryuchkov V. P. Impact craters on the geologic units of Northern Venus: Implications for the duration of the transition from tessera to regional plains. *Geophys. Res Lett.*, v. 26, N 16, 2593-2596, 1999.
24. Ivanov, M.A. and J.W. Head, Stratigraphy of ridges and ribbons in tessera terrain, Venus, *Lunar Planet. Sci. Conf.* 31, #1233, 2000.
25. Basilevsky A. T., Burba G. A., Ivanov M. A., Bobina N. N., Shashkina V. P., Head J. W. Analysis of the geologic structure and compilation of the geologic map of the northern part of planet Venus. *Solar System Research*, v. 34, N 5, 349-378, 2000.
26. Ivanov, M.A., Morphology of the tessera terrain on Venus: Implications for the composition of tessera material, *Solar System Research*, v. 35, p. 1-17, 2001.
27. Ivanov, M. A. and J. W. Head Geology of Venus: Mapping of a global geotraverse at 30N latitude *Journ. Geophys. Res.*, v.106, N.E8 p.17515-17566, 2001.
28. Ivanov, M. A. and J. W. Head, Geologic map of the Lavinia Planitia Quadrangle (V-55), Venus *USGS Geol. Inv. Ser.*, Map I-2684, 2001.
29. Ivanov, M. A. and J. W. Head, Geologic map of the Atalanta Planitia (V4) quadrangle *USGS Geol. Inv. Ser.*, Map I-2792, 2003.
30. Ivanov, M. A. and J. W. Head, Geologic map of the Mylitta Fluctus (V61) quadrangle *USGS Geol. Inv. Ser.*, 2004.

31. Ivanov, M. A. and J. W. Head, Stratigraphy of small shield volcanoes on Venus: Criteria for determining stratigraphic relationships and assessment of relative age and temporal abundance, *Journ. Geophys. Res.*, v.109., NE10001, doi:10.1029/2004JE002252, 2004.
32. Ivanov, M. A. and J. W. Head, Solar System, Venus, In: *Encyclopedia of Geology*, p. 244-264, 2004.
33. Ivanov, M.A. and J. W. Head, Abundance, geological settings, and areal distribution of young small shield volcanoes on Venus, *Lunar Planet. Sci. Conf.* 36, #1046, 2005.
34. Ivanov, M. A. and J. W. Head, Geologic map of the Nemesis Tesserae quadrangle (V-13), Venus USGS Scientific Investigations Map 2870, 2005.
35. Ivanov, M.A. and J.W. Head, Testing directional (evolutionary) and non-directional models of the geologic history of Venus: Results of mapping in a geotraverse along the equator of Venus, *Lunar Planet. Sci. Conf.* 37, #1366, 2006.
36. Ivanov, M.A., J.W. Head and A.T. Basilevsky, The history of topography on Venus, *Lunar Planet. Sci. Conf.* 39, #1073, 2008.
37. Ivanov, M.A. and J.W. Head, Geologic map of the Meskhent Tessera Quadrangle (V-3), Venus, USGS Geol. Inv. Ser., Map 3018, 2008.
38. Ivanov, M.A. and J.W. Head, Formation and evolution of Lakshmi Planum, Venus: Assessment of models using observations from geological mapping, *Planet. Space Sci.*, v. 56, p. 1949–1966, 2008.
39. Ivanov, M.A. and J.W. Head, Geologic map of the Lakshmi Planum Quadrangle (V-7), Venus, USGS Geol. Inv. Ser., Map 3116 - 2010.
40. Bondarenko, N.V., J.W. Head, and M.A. Ivanov, Present-day volcanism on Venus: Evidence from microwave radiometry, *Geophys. Res. Lett.*, v. 37, L23202, doi:10.1029/2010GL045233, 2010.
41. Ivanov, M.A. and J.W. Head, The Lada Terra rise and Quetzalpetlatl Corona: A region of long-lived mantle upwelling and recent volcanic activity on Venus, *Planet. Space Sci.*, v. 58, p. 1880-1894, 2010.
42. Ivanov, M.A., and J.W. Head, Global geological map of Venus, *Planet. Space Sci.*, v. 59, NO. 13, p. 1559-1600, doi:10.1016/j.pss.2011.07.008, 2011.
43. Ivanov, M.A. and J.W. Head, Formation and evolution of the midlands of Venus: Geological features and structures, stratigraphic relationships and geologic history of the Fredegonde area (V-57), *Planet. Space Sci.*, v. 73, p. 191-213, 2012.
44. Ivanov, M.A. and J.W. Head, The history of volcanism on Venus, *Planet. Space Sci.*, v. 84, p. 66-92, 2013.
45. Ivanov, M.A. and J.W. Head, Volcanically embayed craters on Venus: testing the catastrophic and equilibrium resurfacing models, *Planetary and Space Science*, v. 106, p. 116-121, 2015.

46. Ivanov, M.A., L.S. Crumpler, J.C. Aubele, and J.W. Head, Volcanism on Venus, in: Encyclopedia of Volcanoes, Haraldur Sigurdson, Bruce Houghton, Stephen McNutt, Hazel Rymer, and John Stix, eds., Academic Press, Amsterdam, Boston, London, New York, Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, Sydney, Tokyo, p. 729-746, 2015.
47. Kreslavsky, M.A., Ivanov, M.A., Head, J.W., The resurfacing history of Venus: Constraints from buffered crater densities, *Icarus*, v. 250, p. 438-450, 2015.
48. Ivanov, M.A. and J.W. Head, The history of tectonism on Venus: A stratigraphic analysis, *Planetary and Space Science*, v. 113-114, p. 10-32, 2015.