



Венеріанські вулканічні ксеноландшафти

Сергій КИРИЛЮК^{1*}  <https://orcid.org/0000-0002-2532-404X>

УДК 911.53(477.85)+502.171

ОГЛЯДОВА СТАТТЯ

¹Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича,
кафедра фізичної географії, геоморфології та палеогеографії

Листування – *s.kyrylyuk@chnu.edu.ua

Ключові слова: ксеноландшафт, морфоструктура, Венера, вулкан, рельєф.

Анотація: Дослідження венеріанських ксеноландшафтів становлять важливий науковий виклик через їхню обмежену вивченість та специфіку доступних даних. Основна увага у працях приділяється ударним кільцевим структурам і вулканічним формаціям, які є ключовими об'єктами для ксеногеологічних та ксеногеоморфологічних інтерпретацій. На основі радарних зображень, отриманих з автоматичних міжпланетних станцій, було створено детальні моделі рельєфу Венери, що дозволяють ідентифікувати численні вулканічні й тектонічні форми, їхній розподіл і характеристики. Венера демонструє тривалу вулканічну активність, обумовлену її тепловим потенціалом. Близько 80 % поверхні планети вкрито екструзійними вулканічними матеріалами, включно з лавовими рівнинами, що є найбільшими у Сонячній системі. Зокрема, аналіз даних місії *Magellan* виявив понад 1 660 вулканічних елементів різного масштабу: від невеликих щитових вулканів до великих корон і лавових каналів. Основні типи вулканічних рівнин – сильно деформовані, помірно деформовані й недеформовані – відображають послідовні етапи розвитку планети. Кора Венери переважно базальтового складу та позбавлена води, що визначає її унікальні геодинамічні властивості, зокрема відсутність тектоніки плит і переважання підлітосферного механізму вулканізму. Концентрація вулканічних структур у регіонах *Beta*, *Atla* та *Themis* свідчить про сучасну активність, яку підтверджують локальні температурні аномалії, радіолокаційні дані та аналіз лавових потоків. Водночас стабільність глобального хмарного шару Венери, що складається переважно із краплинок сульфатної кислоти, також вказує на постійний вулканізм. Дослідження венеріанських вулканічних структур розширюють наше розуміння еволюції планети та геодинамічних процесів, що діють за умов високого тиску й температури. Подальші місії та технології радіометрії відкриють нові перспективи для моніторингу сучасного вулканізму й детального картографування поверхні Венери.

1. ВСТУП

Венеріанські ксеноландшафти практично не вивчені. Загалом існує низка напрацювань, які стосуються окремих деталей рельєфу Венери, зокрема ударних кільцевих структур і вулканічних формацій, які підлягали вивченню, в наших означеннях – ксеногеологічного та ксеногеоморфологічного спрямувань. Це були спроби розокремлених науково-галузових інтерпретацій радарних зображень поверхні планети. Фактично маємо справу зі спробами описів, подекуди вторинного моделювання результатів радарних знімків фрагментів

2024, 849; DOI: <https://doi.org/10.31861/geo.2024.849.114-121>

<https://geochnu.top/>

 Open Access. © 2024 С. КИРИЛЮК

опубліковано у Чернівецькому національному університеті

Ця робота ліцензується відповідно до

CC BY-NC-ND із Зазначенням Авторства – Некомерційна – Без Похідних 4.0 Міжнародна



венеріанської поверхні. Залежно від виразності зафіксованих цими матеріалами форм венеріанського рельєфу можна розрізнити кілька груп публікацій із різною придатністю їхніх результатів для використання в цільових ксеноландшафтознавчих інтерпретаціях та наступних пошукових побудовах. Саме за таким різним ступенем придатності для ксеноландшафтознавчого використання можна згадати публікації про венеріанські кільцеві структури: Phillips et al. (1992), Schaber et al. (1992), Namiki, Solomon (1994), Price, Suppe (1994), Sharpton (1994), Strom et al. (1994), Price et al. (1996), Herrick et al. (1995, 1997), McKinnon et al. (1997), Hauck et al. (1998), Campbell (1999), Wichman (1999), Hansen (2000), Herrick, Sharpton (2000), Basilevsky, Head (2002).

Стосовно ксеноландшафтознавчих інтерпретацій даних геологічного змісту, – це публікації-узагальнення подібних, віддалених своїм змістом масивів інформації про вулканічні структури (вінці, астри та арахноїди) і венеріанські рифти. Найчастіше ці публікації спрямовані на з'ясування специфіки тектонічних процесів та історії формування Венери як планети з кількашаровими надрами, вони дають характеристики найвиразніших рис вулканічних структур і найголовніших лінеamentів Венери. Їх знаходимо в роботах: Schaber (1982), Baker et al. (1992), Phillips, Hansen (1994), Price, Suppe (1994), Hamilton, Stofan (1996), Banerdt et al. (1997), McGovern, Solomon (1997), Guest, Stofan (1999). Ксеноландшафтознавче використання зосередженої в них специфічної інформації потребує непростої спеціалізованої підготовки дослідника для належної ідентифікації та адаптування особливих геофізичних даних і трансформації їх у придатні для сприйняття географами візуальні моделі природи.

2. ВУЛКАНІЧНІ МОРФОСТРУКТУРИ ВЕНЕРИ ТА ЇХ КСЕНОЛАНДШАФТИ

Венера така ж велика, як Земля та має такий, або навіть більший тепловий потенціал, ніж наша планета. Це сприяє довготривалій вулканічній активності, на відміну від інших планет земної групи.

За попередньою оцінкою екструзійні вулканічні матеріали складають близько 80 % поверхні планети, а форми вулканічних морфоструктур – сягають до 7 км заввишки і від кількох кілометрів до десятків і сотень кілометрів завширшки. До планетарних вулканічних утворень Венери належать і найбільші в Сонячній системі лавові рівнини, які простягаються на тисячі кілометрів (Ivanov et al. 2015).

За даними Nimmo, McKenzie (1998) кора Венери переважно базальтового складу, повністю позбавлена води із середньою товщиною близько 30 км. Мантия має багатшарову будову, аналогічний склад і середню температуру (~ +1 300 °C), але вищу в'язкість, ніж у Землі. Темпи генерації розплавів у верхній мантиї обмежують товщину літосфери в межах 80–200 км. Еластична ж товщина літосфери дуже тонка, складає в середньому 30 км. Очевидна відсутність тектоніки плит може бути пов'язана з розвитком потужних розломів і високою в'язкістю мантийної речовини. Більшість відмінностей між літосферними процесами на Землі та Венері пояснюється також відсутністю води.

Щільна вуглекисла атмосфера Венери гальмує процеси вихлопу газів з надр, що в свою чергу призводить до порушення руху магматичних потоків та пірокластичного вулканізму. Температура поверхні планети дуже висока (+470 °C), що призводить до збільшення часу охолодження магматичних тіл у приповерхневому шарі та підтримці часу життя лавових потоків на поверхні. Це дає можливість їм подовгу розтікатися і сягати рекордних розмірів. На відміну від тектоніки земних плит, на Венері панує підлітосферний механізм вулканізму: тепло з надр концентровано вивільняється лише в окремих вулканах, порівняно рівномірно розподілених на поверхні; більша частина ж тепла витрачається дисипативно, випромінюванням через літосферу.

Попередній аналіз даних глобального радарного картографування Венери АМС *Magellan*, що охоплює понад 90 % поверхні, дав можливість виявити понад 1 660 вулканічних елементів (Head et al. 1992). До них належать понад 550 невеликих щитових вулканів діаметром <20 км, 274 середніх вулканів центрального типу діаметром від 20 до 100 км з диференційованою морфологією, 156 великих вулканів діаметром понад 100 км, 86 кальдерних структур, незалежно від їх асоціації з іншими вулканічними спорудами, з розмірами в межах 60–80 км у діаметрі, 175 корон, 259 арахноїдів, 50 астр, 53 лавових потоки з аномально високою температурою та 50 звивистих лавових каналів 100–110 км у довжину. Ця кількість венеціанських вулканічних утворень із набуттям нових даних, напевно, зростатиме.

Переважає більшість форм рельєфу узгоджується з базальтовими поверхнями. Винятки проявляються в регіонах поширення вулканічних куполів з крутими схилами та фестончатыми периферійними частинами. Діапазон морфологічних ознак ключових елементів венеріанської поверхні вказує на те, що на планеті діяв спектр домінуючих тектонічних та екструзійних процесів. Це підтверджується і численними великими вулканічними спорудами, які виступають додатковими свідченнями наявності у літосфері дуже великих резервуарів магми.

Розподіл ареалів великої кількості щитових вулканів, арахноїдів, астр, корон різного розміру на поверхні Венери свідчить про те, що всі вони є поверхневим проявом мантійних плюмів або точкових мантійних виходів, а різноманітна морфологія вулканічних морфоструктур є варіацією розміру та стадії еволюції конкретного плюма. Карти глобального розподілу вулканічних структур також засвідчують, що вулканічні утворення всіх типів на Венері поширені глобально, на відміну від граничних концентрацій вулканічних областей, характерних для Землі. Проте така просторова закономірність розподілу структур на Венері не випадкова. Спостерігається дефіцит багатьох типів вулканічних споруд в межах низовин та більшості рівнин, що може бути зумовлено впливом атмосферного тиску (майже 100 земних атмосфер) на процеси формування підповерхневих резервуарів магми.

Основна концентрація вулканічних елементів спостерігається в регіонах *Beta*, *Atla* та *Themis*, сукупна площа яких охоплює майже 20 % поверхні, переважно в екваторіальній частині Венери. Ці регіони унікальним тим, що в них проявляються локальні концентрації вулканічних різногенетичних елементів, кількість яких в 3 рази перевищує загальнопланетарні показники. Для них характерна блокова будова з потужними системами розривних та деформаційних смуг. Окремі гірські пасма тут здіймаються до 5–6 км та простягаються на кілька тисяч кілометрів із супутніми гравітаційними аномаліями і тектонічними взаємодіями. Незважаючи на те, що регіони в цілому видаються старими і лише ненабагато молодшими за решту поверхні Венери, є дані, що тут відбувається найсучасніша вулканічна активність, що і підтверджується наявністю такої кількості вулканічних елементів (Pavri et al. 1992).

На Венері були виявлені вулканічні регіони двох основних класів: вулканічні рівнини з невеликими ефузивними структурами, куполами і каналами, коронами (вінцями), арахноїдами та астрами, які формують магматично-тектонічні особливості венеріанської поверхні, та тектонічні структури з відносно незначними ефузивними проявами.

Вулканічні рівнини умовно можна розділити на три основних типи: 1. сильно деформовані, 2. помірно деформовані та 3. недеформовані рівнини. Прояви цих трьох типів складають найпоширенішу поверхню Венери.

Вулканічні споруди та канали теж часто асоціюються з вулканічними рівнинами: дрібні вулкани та більшість округлих куполів корелюються із щитовими рівнинами, лавові канали характеризують незначно деформовані та рівнини з лопатеподібними периферійними частинами, а великі щитові вулкани сприяють розвитку значної частини рівнинних долин (Squyres et al. 1992).

С. Кирилюк.

Венеріанські вулканічні ксеноландшафти

Основні типи вулканічних рівнин на Венері свідчать про відносну різницю віку окремих їхніх структурних частин у глобальному масштабі: в межах щитових рівнин поширюються молодші сильно деформовані елементи, а на рівнини з лопатеподібними периферійними частинами накладаються численні молодші лавові потоки (Кирилюк 2023). Ці вікові зв'язки та очевидна послідовність виникнення елементів поверхні дають можливість виокремити кілька етапів у новітній історії планети:

- **Тектонічний етап.** Більшість тектонічно-активних територій визначають перший режим тектонічного домінування. За цей час, очевидно, утворилися регіони потужної кори (тесери). Обмежений рух окремих частин венеріанської літосфери та можливі епейрогенічні рухи призвели до формування хребтів і гірських поясів. Пізні фази давнього тектонічного режиму ознаменувалися взаємним розвитком тріщинного вулканізму та більшості корон. Всі тектонічно-активні місцевості першого тектонічного режиму, очевидно, призвели до формування локально-регіональних топографічних максимумів;
- **Вулканічний етап.** Цей другий режим, імовірно, призвів до формування великих вулканічних рівнин – щитових і типових регіональних. Оцінка щільності ударних кратерів на регіональних рівнинах свідчить про те, що перші два режими (тектонічний і вулканічний) відбулися, імовірно, протягом першої третини спостережуваної історії (наголошуємо, що на Венері вдається реконструювати планетарну історію лише в межах останніх 500 млн років);
- **Рифтовий етап.** Третій режим, під час якого сформувалися сучасні рівнини з долинами та рифтові пояси. Цей режим переважав останні дві третини спостережуваної історії Венери і пов'язаний з пізніми етапами розвитку куполоподібних вулканічних піднесень.

Невизначеним до кінця залишається питання стосовно сучасної вулканічної активності на Венері. Так, Bondarenko et al. (2010) надали докази сучасного виверження вулканів і формування лавових потоків на Венері протягом останніх кількох десятиліть. Ними були проаналізовані радарні знімки високої роздільної здатності, отримані AMC *Magellan* із супутніми мікрохвильовими вимірюваннями в межах *Bereghinya Planitia* на Венері. Саме там раніше була виявлена підвищена температура частини поверхні регіону через ймовірне активне формування лавового потоку. Проаналізована ділянка наймолодша в регіоні і формувалася протягом кількох останніх десятиліть. Подібні температурні аномалії та поверхневі форми спостерігалися і на радарних знімках, отриманих *Pioneer Venus Orbiter* в 1978 році, але не отримали вичерпного пояснення (Crumpler et al. 1997). Аналіз швидкості охолодження молодого лавового потоку та специфічних надрових характеристик вказують на матеріал лавового потоку мантійного складу. Очевидно, що майбутні місії по вивченню природи Венери можуть використовувати цю мікрохвильову радіометрію для пошуку та моніторингу сучасного вулканізму на Венері.

Ще одним доказом активного вулканізму на планеті є опрацьовані Campbell et al. (1984) радарні знімки високої роздільної здатності окремих частин *Beta Regio* – гірської області Венери. В регіоні підтверджено наявність потужної тектонічної рифтової системи та пов'язаної з нею сучасної вулканічної активності. Відсутність ударних кратерів одночасно з явною суперпозицією вулканічної структури *Theia Mons* в межах рифтової системи свідчать про те, що хоча б незначна частина вулканічної активності відбулася у відносно недавньому минулому планети. На Венері є цілий ряд подібних гірських районів: *Aphrodite Terra*, *Dali Chasma*, *Diana Chasma* тощо. Всі ці утворення однозначно свідчать, що рифтогенез і вулканізм є основними сучасними геодинамічними проявами на планеті.

Також беззаперечним свідченням локальної сучасної вулканічної діяльності на планеті є підтримка глобального хмарного шару, який складається, переважно, із краплинок H_2SO_4 та може бути результатом тільки постійного активного вулканізму (для поповнення запасів SO_2 , оскільки діоксид сірки постійно вилучається із атмосфери в результаті реакцій з

кальціємісткими гірськими породами на поверхні планети). За оцінкою [Barker \(1979\)](#) необхідний рівень надходження вулканічних порід на поверхню планети, від якого залежить стабільний вміст сірки в атмосфері, варіює в межах $0,4\text{--}11\text{ км}^3$ магми на рік. За даними *Venera 13*, *14* та *Vega 2*, 5 і 6 ця кількість не перевищує $1\text{ км}^3/\text{рік}$ ([Fegley Jr, Prinn 1989](#)). Така різниця в даних може парадоксально свідчити, що Венера, при всьому цьому, менш вулканічно активна, ніж Земля.

Створення глобальної карти надр Венери дало можливість встановити відносні вікові зіставлення, просторовий розподіл та морфоструктурні конфігурації основних морфолітогенних елементів поверхні Венери та вирішити ряд важливих проблем вулканічної історії планети ([Ivanov, Head 2013](#)). Ми використовуємо напрацьовані літоморфологічні дані про надра Венери для:

- оцінки стратиграфічного положення вулканічних елементів та їхньої морфоструктурної конфігурації;
- визначення їх взаємозв'язку з надровими і тектонічними структурами;
- виявлення змін вулканічних сценаріїв та їх вплив на формування лавових потоків і їх активності відносно часу;
- визначення топографічної конфігурації та вікових співвідношень вулканічних елементів із навколишніми рівнинами.

Як згадано, регіональні рівнини – найпоширеніші вулканічні елементи на поверхні Венери. Ударні кратери в їхніх межах, які часто трапляються на Марсі та Меркурії в межах подібних поверхневих структур, тут рідкісні. Ймовірно, всі вони були стерті під час утворення регіональних рівнин. Великі рівнини мають і дуже малу кількість затоплених лавою кратерів, що свідчить про масові вулканічні «повені», які охоплювали велетенські площі поверхні планети. На відміну від регіональних рівнин, на Венері простежуються молодші та менше поширені рівнини, що розвинулися на периферійних частинах гірських регіонів. В їхніх межах вдається виокремити групи різновікових ударних кратерів. Це означає, що формування периферійних рівнин було рівномірнішим у часі, з синхронним зростанням кількості ударних кратерів.

На Венері чітко вирізняються дві основні групи топографічних рівнів: платоподібні, або райони тесер і куполоподібні рифтові підняття. Тесери найстаріші елементи поверхні, а їх зв'язок з платоподібними високогір'ями дає можливість припустити, що вони утворилися на початку новітньої історії планети, одразу після повного переформатування венеріанської кори.

Регіональні рівнини переважно виникли у депресивних регіонах. Співвідношення старих тектонічних елементів із гігантськими вулканічними рівнинами свідчить, що основні риси формування висотних рівнів на Венері відбувалися виключно по відношенню до регіональних рівнин. Характерні риси рівнин з долинами та рифтовими поясами відповідають гравітаційним і топографічним підняттям і можливо, окремі їх частини були активними в останні періоди планетарної історії Венери. Денудація гірських елементів та характер конфігурації регіональних рівнин і рівнин з долинами вказують на те, що початок формування рифтових піднять майже збігається із формуванням регіональних рівнин.

Основні вулканічні рівнини мають різну морфологію, яка вказує на різні механізми їх вулканічного формування. Скупчення дрібних вулканічних споруд в межах старих щитових рівнин вказують, що джерела їх утворення були майже глобально розподілені на планеті, але надходження магми в окремих активних районах було обмеженим. Вулканічні куполи зі стрімкими схилами також асоціюються із щитовими рівнинами. Невеликі розміри вулканічних елементів щитових рівнин та їх зв'язок з куполами узгоджуються з можливістю існування в'язкої магми в літосферних резервуарах. Регіональні рівнини, які повсюдно прилягають до щитових, дуже протяжні, загалом ними зайнята $1/3$ поверхні Венери. Втім,

дотепер достеменно не встановлені джерела й механізми їх формування. Загалом морфологічні особливості регіональних рівнин переконливо свідчать, що вони, очевидно, формувалися внаслідок надпотужних вулканічних вивержень з майже глобальним розподілом вулканічного матеріалу. Механізм вулканізму, який сформував молоді рівнини з долинами, відрізнявся від механізму формування щитових і регіональних вулканічних рівнин. Численні та відносно свіжі лавові потоки на цих рівнинах свідчать про кілька глобальних циклів вулканічної активності. Розподіл ж ареалів рівнин з лопатеподібною периферією вказує, що джерела їх формування були дискретними і що вони активізовувалися в різних частинах планети у різний час. Кілька векторів поширення рівнин свідчать про те, що молоді рівнини формувалися протягом тривалого періоду часу, відразу після стабілізації розвитку регіональних рівнин і до недавнього планетарного минулого.

Оцінка обсягів основних вулканічних вузлів на Венері вказує, що щитові й регіональні рівнини є основними джерелами вулканічної денудації на Венері. Загальний обсяг вулканічних матеріалів, що потрапили на поверхню під час останнього вулканологічного циклу, оцінюється приблизно від $140 \text{ до } 200 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ (Head, Wilson 1986). На відміну від цих даних, сумарний розрахований об'єм рівнин з лопатеподібною периферією є набагато меншим, $\sim 20\text{--}30 \cdot 10^6 \text{ км}^3$, що відповідає вулканічному потоку, який майже на порядок менший, ніж середній вулканічний потік на Землі (Schaber 1982).

3. ВИСНОВКИ

Завдяки дослідженню Венери – сестри Землі за багатьма параметрами – з різних АМС, але насамперед з АМС «Венера-15», «Венера-16» і «Магеллан», складена майже повна (98 %) карта поверхні Венери з радарних зображень, що дало можливість виокремити різноманітні типи поверхні, встановити їхню структуру, приблизні вікові співвідношення та наблизитись до реконструювання історії розвитку планети за останні 500 млн р. Ті структурні форми, які спостерігаються на Венері, непритаманні Землі, крім рифтів і лавових потоків. Цілком можливо, що місцевості типу тессер і лавових рівнин існували й на Землі, але в ранній архейський час, тобто в інтервалі 4,0–3,0 млрд р. тому, коли земна кора ще тільки формувалася, була тонкою, а під нею перебувала сильно розігріта мантія.

Тектонічні та вулканічні характеристики поверхні Венери загалом вивчені погано, втім достеменно відомо, що всі вони повинні бути тісно пов'язані з механізмом, за яким Венера витрачає внутрішнє тепло.

На інших землеподібних планетах і супутниках Сонячної системи в літосферному тепловому переносі переважає один із трьох механізмів: літосферна рециркуляція, літосферна провідність та точковий вулканізм (Solomon, Head 1982).

ЛІТЕРАТУРА

1. Кирилюк, С. (2023). Формування вулканічних структур (на прикладі вулканів Венери). *Міжнародна науково-практична конференція «Географічна освіта і наука: виклики і поступ», присвячена 140-річчю географії у Львівському університеті (Львів, 18–20 травня 2023 року)*, 104-108. [Kyryliuk, S. (2023). Formuvannia vulkanichnykh struktur (na prykladi vulkaniv Venery). *Mizhnarodna naukovopraktychna konferentsiia «Heohrafichna osvita i nauka: vyklyky i postup», prysviachena 140-richchiu heohrafii u Lvivskomu universyteti (Lviv, 18–20 travnia 2023 roku)*, 104-108.]
2. Baker, V. R., Komatsu, G., Parker, T. J., Gulick, V. C., Kargel, J. C., & Lewis, J. S. (1992). Channels and valleys on Venus: Preliminary analysis of Magellan data. *Journal of Geophysical Research*, (97), 13.421-13.445. <https://doi.org/10.1029/92JE00927>
3. Banerdt, W. B., McGill, G. E., & Zuber, M. T. (1997). Plains tectonics on Venus. In *Venus II – Geology, Geophysics, Atmosphere, and Solar Wind Environment* (pp. 901-930). Tucson : Univ. of Ariz. Press, Tucson.
4. Barker, E. S. (1979). Detection of SO₂ in the UV spectrum of Venus. *Geophysical Research Letters*, 6(2), 117-120. <https://doi.org/10.1029/GL006i002p00117>

5. Basilevsky, A. T., & Head, J. W. (2002). Venus: Timing and rates of geological activity. *Geology*, (30), 1015-1018. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<1015:VTAROG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1015:VTAROG>2.0.CO;2)
6. Bondarenko, N. V., Head, J. W., & Ivanov, M. A. (2010). Present-day volcanism on Venus: evidence from microwave radiometry. *Geophysical Research Letters*, 37(23). CiteID L23202. <https://doi.org/10.1029/2010GL045233>
7. Campbell, B. A. (1999). Surface formation rates and impact crater densities on Venus. *Journal of Geophysical Research*, (104), 21.951-21.955. <https://doi.org/10.1029/1998JE000607>
8. Campbell, D. B., Head, J. W., Harmon, J. K., & Hine, A. A. (1984). Venus: Volcanism and rift formation in Beta Regio. *Science*, 226(4671), 167-170. <https://doi.org/10.1126/science.226.4671.167>
9. Crumpler, L. S., Aubele, J. C., Senske, D. A., Keddle, S. T., Magee, K. P., & Head, J. W. (1997). Volcanoes and centers of volcanism on Venus, Venus II. *Geology, Geophysics, Atmosphere, and Solar Wind Environment*, 697-756.
10. Fegley Jr, B., & Prinn, R. G. (1989). Estimation of the rate of volcanism on Venus from reaction rate measurements. *Nature*, 337(6202), 55-58. <https://doi.org/10.1038/337055a0>
11. Guest, J. E., & Stofan, E. R. (1999). A new view of the stratigraphic history of Venus. *Icarus*, (139), 55-66. <https://doi.org/10.1006/icar.1999.6091>
12. Hamilton, V. E., & Stofan, E. R. (1996). The geomorphology and evolution of Hecate Chasma. *Icarus*, (121), 171-194. <https://doi.org/10.1006/icar.1996.0077>
13. Hansen, V. L. (2000). Geologic mapping of tectonic planets. *Earth and Planetary Science Letters*, (176), 527-542. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00017-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00017-0)
14. Hauck, S. A., Phillips, R. J., & Price, M. H. (1998). Venus: Crater distribution and plains resurfacing models. *Journal of Geophysical Research*, (103), 13.635-13.642. <https://doi.org/10.1029/98JE00400>
15. Head, J. W., Crumpler, L. S., Aubele, J. C., Guest, J., & Saunders, S. R. (1992). Venus volcanism: classification of volcanic features and structures, associations, and global distribution from Magellan data. *Journal of Geophysical Research*, 97(E8), 13153-13197. <https://doi.org/10.1029/92JE01273>
16. Head, J. W., & Wilson, L. (1986). Volcanic processes and landforms on Venus: Theory, predictions, and observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B9), 9407-9446. <https://doi.org/10.1029/JB091iB09p09407>
17. Herrick, R. R., Izenberg, N., & Phillips, R. J. (1995). Comment on «The global resurfacing of Venus» by R. G. Strom, G. G. Schaber, D. D. Dawson. *Journal of Geophysical Research*, (100), 23.355-23.359. <https://doi.org/10.1029/95JE02293>
18. Herrick, R. R., & Sharpton, V. L. (2000). Implications from stereo-derived topography of Venusian impact craters. *Journal of Geophysical Research*, (105), 20.245-20.262. <https://doi.org/10.1029/1999JE001225>
19. Herrick, R. R., Sharpton, V. L., Malin, M. C., Lyons, S. N., & Feely, K. (1997). Morphology and morphometry of impact craters. In Bouger, S. W. Et al. (Ed.), *Venus II* (pp. 1015-1046). Tucson : University of Arizona Press.
20. Ivanov, M. A., Crumpler, L. S., Aubele, J. C., & Head, J. W. (2015). Volcanism on Venus. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 729-746.
21. Ivanov, M. A., & Head, J. W. (2013). The history of volcanism on Venus. *Planetary and Space Science*, (84), 66-92. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2013.04.018>
22. McGovern, P. J., & Solomon, S. C. (1997). Filling of flexural moats around large volcanoes on Venus: Implications for volcanic stratigraphy and global magmatic flux. *Journal of Geophysical Research*, (102), 16.303-16.318. <https://doi.org/10.1029/97JE01318>
23. McKinnon, W. B., Zahnle, K. J., Ivanov, B. A., & Melosh, H. J. (1997). Cratering on Venus: Models and observations. In Bouger, S. W. Et al. (Ed.), *Venus II*. (pp. 969-1014). Tucson : University of Arizona Press.
24. Namiki, N., & Solomon, S. C. (1994). Impact crater densities on volcanoes and coronae on Venus: Implications for volcanic resurfacing. *Science*, (265), 929-933. <https://doi.org/10.1126/science.265.5174.929>
25. Nimmo, F., & McKenzie, D. (1998). Volcanism and tectonics on Venus. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1), 23-51. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.23>
26. Pavri, B., Head, J. W., Klose, K. B., & Wilson, L. (1992). Steep-sided domes on Venus: Characteristics, geologic setting, and eruption conditions from Magellan data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 97(E8), 13445-13478. <https://doi.org/10.1029/92JE01162>
27. Phillips, R. J., & Hansen, V. L. (1994). Tectonic and magmatic evolution of Venus. *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences*, (22), 597-654.
28. Phillips, R. J., Raubertas, R. F., Arvidson, R. E., Sarkar, I. C., Herrick, R. R., Izenberg, N., & Grimm, R. E. (1992). Impact crater distribution and the resurfacing history of Venus. *Journal of Geophysical Research*, (97), 15.923-15.948. <https://doi.org/10.1029/92JE01696>

29. Price, M. H., & Suppe, J. (1994). Mean age of rifting and volcanism on Venus deduced from impact crater densities. *Nature*, (372), 756-759. <https://doi.org/10.1038/372756a0>
30. Price, M. H., Watson, G., & Brankman, C. (1996). Dating volcanism and rifting on Venus using impact crater densities. *Journal of Geophysical Research*, (101), 4657-4671. <https://doi.org/10.1029/95JE03017>
31. Schaber, G. G. (1982). Venus: Limited extension and volcanism along zones of lithospheric weakness. *Geophysical Research Letters*, (9), 499-502. <https://doi.org/10.1029/GL009i005p00499>
32. Schaber, G. G., Strom, R. G., Moore, H. J., Soderblom, L. A., Kirk, R. L., Chadwick, D. J., Dawson, D. D., Gaddis, L. R., Boyce, J. M., & Russell, J. (1992). Geology and distribution of impact craters on Venus: What are they telling us? *Journal of Geophysical Research*, 97(E8) 13.257-13.301. <https://doi.org/10.1029/92JE01246>
33. Sharpton, V. L. (1994). Evidence from Magellan for unexpected deep complex craters in Venus. In Dressler, B. O. et al. (Ed.), *Large meteorite impacts and planetary evolution* (pp. 19-27). Geological Society of America, Special Paper 293.
34. Solomon, S. C., & Head, J. W. (1982). Mechanisms for lithospheric heat transport on Venus: Implications for tectonic style and volcanism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B11), 9236-9246. <https://doi.org/10.1029/JB087iB11p09236>
35. Squyres, S. W., Janes, D. M., & Baer, G. (1992). The morphology and evolution of coronae on Venus. *Journal of Geophysical Research*, 97(E8), 13611-13634. <https://doi.org/10.1029/92JE01213>
36. Strom, R. G., Schaber, G. G., & Dawson, D. D. (1994). The global resurfacing of Venus. *Journal of Geophysical Research*, (99), 10.899-10.926. <https://doi.org/10.1029/94JE00388>
37. Wichman, R. W. (1999). Internal crater modification on Venus: Recognizing crater-centered volcanism by changes in floor morphometry and floor brightness. *Journal of Geophysical Research*, (104), 21.957-21.977. <https://doi.org/10.1029/1997JE000428>

S. Kyrliuk

Venusian Volcanic Xenolandscapes**Keywords:** xenolandscape, morphostructure, Venus, volcano, relief.

Abstract: The study of Venusian xenolandscapes presents a significant scientific challenge due to their limited exploration and the specificity of available data. Research primarily focuses on impact ring structures and volcanic formations, which serve as key subjects for xenogeological and xenogeomorphological interpretations. Using radar imagery from interplanetary spacecraft, detailed relief models of Venus have been constructed, enabling the identification of numerous volcanic and tectonic features, their distribution, and characteristics. Venus exhibits prolonged volcanic activity, driven by its thermal potential. Approximately 80 % of the planet's surface is covered with extrusive volcanic materials, including lava plains – the largest in the Solar System. Notably, data from the Magellan mission revealed over 1 660 volcanic features of varying scales, ranging from small shield volcanoes to large coronae and lava channels. The primary types of volcanic plains – heavily deformed, moderately deformed, and undeformed – reflect successive stages of planetary evolution. The Venusian crust is predominantly basaltic and lacks water, which defines its unique geodynamic properties, including the absence of plate tectonics and the dominance of sub-lithospheric volcanic mechanisms. The concentration of volcanic structures in regions such as Beta, Atla, and Themis indicates ongoing activity, supported by localized thermal anomalies, radar data, and analyses of lava flows. Additionally, the stability of Venus's global cloud layer, primarily composed of sulfuric acid droplets, further suggests persistent volcanism. Investigations into Venusian volcanic structures enhance our understanding of planetary evolution and geodynamic processes operating under high pressure and temperature conditions. Future missions and advancements in radiometric technologies promise new opportunities for monitoring contemporary volcanic activity and detailed surface mapping of Venus.