

## Planetologia w Polsce – wybrane badania ciał planetarnych wewnętrznego Układu Słonecznego

Joanna Kozakiewicz<sup>1</sup>, Joanna Gurgurewicz<sup>2</sup>, Daniel Mège<sup>2</sup>, Robert Olszewski<sup>3</sup>, Maria I. Błęcka<sup>2</sup>, Kamil Choromański<sup>3</sup>, Leszek Czechowski<sup>2</sup>, Paweł Czerniec<sup>3</sup>, Nikodem Frodyma<sup>1</sup>, Maciej Kania<sup>4</sup>, Anna Łosiak<sup>5</sup>, Szymon Mol<sup>4</sup>, Claudio Orlanducci<sup>2</sup>, Bartosz Pieterek<sup>6</sup>, Sam Poppe<sup>2</sup>, Mateusz Sobucki<sup>4</sup>, Mateusz Szczęch<sup>4</sup>, Pierre-Antoine Tesson<sup>2</sup>, Franciszek G. Wrona<sup>4</sup>, Natalia Zalewska<sup>2</sup>

**Planetary science in Poland – selected research on planetary bodies of the inner Solar System.** Prz. Geol., 73: 974–993; doi: 10.7306/2025.107

*Abstract.* This overview of selected Polish achievements in planetary science is based on the presentations of the Planetary Science Conference and National Mars Science Seminars that have been held at the Jagiellonian University in Kraków since 2019. The selected issues include the scientific outcomes based on the present and past missions to Mars, the Moon and Ceres, and the future planetary space missions in which Polish institutions participate. The overview also shows the importance of developing new methods and conducting laboratory, and field analogue studies on Earth to better understand the phenomena observed on celestial bodies. This work focuses on some aspects of planetary science only, such as: 1) regolith, 2) aeolian and ice-related landforms and processes, 3) volcanism and tectonism, 4) hydrothermal processes, and 5) impacts. The results presented here show the global scale and interdisciplinary topics of these achievements. This overview can be an inspiration for future generations of space researchers in Poland.

**Keywords:** planetary science, Poland, space missions, Mars, Moon, Ceres

Planetologia bada obiekty planetarne, czyli planety, planety karłowate, księżyce, planetoidy oraz komety i jest jedną z najszybciej rozwijających się gałęzi nauki. Planetolodzy reprezentują różne dyscypliny nauki, m.in. astronomię, fizykę, nauki o Ziemi, informatykę, chemię i biologię.

Niniejszy artykuł ma na celu podsumowanie dotychczasowych badań prowadzonych w Polsce w dziedzinie planetologii i ukazanie ich nowatorstwa w skali światowej. Dokonano w nim przeglądu wyników prezentowanych na *Planetary Science Conference* oraz Ogólnopolskim Seminarium Marsjańskim, które odbywają się od 2019 r. na Uniwersytecie Jagiellońskim w Krakowie.

Obiekty planetarne fascynują ludzkość od starożytności, ale dopiero stosunkowo niedawno stało się możliwe ich badanie w sposób bezpośredni, czyli *in situ*. W związku z tym liczba odkryć w planetologii ogromnie wzrosła. Ten szybki rozwój być może pozwoli wyjaśnić wiele wątpliwości naukowych, niektórych tak podstawowych, jak choćby problem z definicją planety. Najczęściej obecnie używaną definicję zaproponowała Międzynarodowa Unia Astronomiczna (International Astronomical Union, 2006). Definicja ta skupia się nie tylko na wewnętrznych właściwościach obiektów planetarnych, ale także na ich powiązaniach grawitacyjnych. Sformułowanie kryteriów wynikających wyłącznie z wewnętrznych właściwości ciał, które są jedy-

nym przedmiotem definicji geofizycznej (Stern, Levison, 2002), również nie jest łatwym zadaniem. Jako górna granica rozmiaru planet powszechnie jest akceptowana niezdolność do podtrzymania reakcji termojądrowej (Lecavelier des Etangs, Lissauer, 2022). Dolna granica, poniżej której ciał nie klasyfikuje się już jako planety, przysparza więcej problemów. Warunkiem ograniczającym może być na przykład kulisty kształt, uzyskany przez równowagę hydrostatyczną (Lineweaver, Norman, 2010), jednak w przypadku odległych obiektów trudno jest go zmierzyć.

Planetologia pozwala odkrywać nowe światy, a równocześnie jest kluczem do zrozumienia naszej planety. Badania planetarne mogą wzmocnić gospodarkę krajów zaangażowanych w ich realizację. Zrozumienie, w jaki sposób badać planety, księżyce i inne mniejsze ciała, jest więc jednym z najważniejszych wyzwań współczesnych czasów.

W Układzie Słonecznym znajduje się ponad milion skatalogowanych obiektów planetarnych. Niniejszy przegląd ogranicza się tylko do polskich osiągnięć związanych z czterema takimi obiektami istotnymi pod kątem dalszej eksploracji. Są to:

- ❑ Mars, najlepiej poznana planeta poza Ziemią, mająca środowisko najbliższe ziemskiemu w Układzie Słonecznym;

<sup>1</sup> Wydział Fizyki, Astronomii i Informatyki Stosowanej, Uniwersytet Jagielloński, ul. Łojasiewicza 11, 30–348, Kraków; j.kozakiewicz@uj.edu.pl; J. Kozakiewicz – 0000-0002-9264-8298; N. Frodyma – 0000-0003-3543-5250

<sup>2</sup> Centrum Badań Kosmicznych Polskiej Akademii Nauk, ul. Bartycka 18A, 00–716, Warszawa; jgur@cbk.waw.pl; dmege@cbk.waw.pl; J. Gurgurewicz – 0000-0001-9792-3220; D. Mège – 0000-0003-4304-9878; M. Błęcka – 0000-0002-6473-1211; L. Czechowski – 0000-0002-1222-4402; C. Orlanducci – 0000-0001-7355-6358; S. Poppe – 0000-0002-8787-8590; P.A. Tesson – 0000-0003-2597-4592; N. Zalewska – 0000-0001-8843-4396

<sup>3</sup> Wydział Geodezji i Kartografii, Politechnika Warszawska, pl. Politechniki 1, 00–661 Warszawa; robert.olszewski@pw.edu.pl; R. Olszewski – 0000-0003-1697-9367; K. Choromański – 0000-0002-2047-7434; P. Czerniec – 0009-0008-6927-5375

<sup>4</sup> Wydział Geografii i Geologii, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30–387, Kraków; M. Kania – 0000-0001-5307-4714; S. Mol – 0009-0001-3618-9541; M. Sobucki – 0000-0002-2958-8966; M. Szczęch – 0000-0001-9089-7947; F.G. Wrona – 0009-0000-2252-054X

<sup>5</sup> Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, ul. Twarda 51/55, 00–818 Warszawa; A. Łosiak – 0000-0002-3255-8688

<sup>6</sup> Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Bogumiła Krygowskiego 12, 61–680 Poznań; B. Pieterek – 0000-0002-1193-0321

- ❑ Księżyc, najbliższy Ziemi obiekt i punkt startowy przyszłej eksploracji kosmosu;
- ❑ Ceres, planeta karłowata znajdująca się najbliżej Ziemi;
- ❑ Merkury, najbliższa Słońcu planeta, a tym samym jeden z najtrudniejszych do zbadania obiektów planetarnych.

## POLSKI UDZIAŁ W MISJACH PLANETARNYCH

Współczesny rozwój planetologii jest możliwy dzięki planetarnym misjom kosmicznym – wszystkich nie sposób wymienić. Nawet jeśli ograniczylibyśmy ich liczbę jedynie do przeszłych i trwających misji, które się powiodły, to byłaby ona bliska 180. W ciągu kilkudziesięciu lat Centrum Badań Kosmicznych Polskiej Akademii Nauk (CBK PAN) brało udział w wielu przełomowych misjach, m.in. *Cassini-Huygens*, *Herschel*, *Rosetta* i *InSight*. To opracowanie skupia się na wybranych, trwających misjach do wymienionych czterech obiektów oraz prezentuje przyszłe misje i koncepcje instrumentów, szczególnie tych poświęconych Księżycowi i Marsowi, w które polscy naukowcy i inżynierowie są bezpośrednio zaangażowani.

### Obecne i przyszłe misje

**Mars Express.** Misja Europejskiej Agencji Kosmicznej (ang. *European Space Agency* – ESA) *Mars Express* (MEx), która rozpoczęła się w 2003 r. i nadal trwa, jest pierwszym europejskim przedsięwzięciem mającym na celu zbadanie wnętrza, podpowierzchni, powierzchni, atmosfery i środowiska Marsa za pomocą zestawu dedykowanych instrumentów, w tym dwóch spektrometrów podczerwieni, kamery i radaru. CBK PAN włączyło się w misję dzięki wkładowi inżynierów w budowę instrumentu *Planetary Fourier Spectrometer* (PFS). W ramach przygotowania do analizy danych z misji przeprowadzono wiele prac teoretycznych opartych na numerycznych modelach powierzchni i atmosfery Marsa (np. Blecka, 1999; Fonti i in., 2001). PFS był dedykowany badaniom atmosfery Marsa (Formisano i in., 2005). W CBK PAN oprócz badań atmosfery (np. Wolkenberg i in., 2018) podjęto również próby badania powierzchni Marsa z wykorzystaniem tych danych (Gurgurewicz, 2005, 2009; Zalewska, 2013). Badania powierzchni Marsa prowadzono również z użyciem danych z instrumentu OMEGA (*Visible and Infrared Mineralogical Mapping Spectrometer*; Gurgurewicz, Skocki, 2006; Gurgurewicz, 2009) oraz MARSIS (*Sub-surface Sounding Radar Altimeter*; Orosei i in., 2015; Castaldo i in., 2017; Grima i in., 2022).

**ExoMars Trace Gas Orbiter.** *ExoMars Trace Gas Orbiter* (TGO) to wspólny projekt ESA i rosyjskiej Korporacji Państwowej ds. Działalności Kosmicznej *Roskosmos*. Misja jest wyposażona w dwa zestawy spektrometrów: *Atmospheric Chemistry Suite* (ACS) i *Nadir and Occultation for Mars Discovery* (NOMAD), stereograficzny system obrazowania (ang. *Colour and Stereo Surface Imaging System* – CaSSIS) oraz detektor neutronów (*Fine Resolution Epithermal Neutron Detector* – FREND). CBK PAN dostarczyło moduł zasilania do instrumentu CaSSIS, którego pozostałe części zostały zbudowane w Instytucie Fizyki Uniwersytetu w Bernie (Thomas i in., 2017). CBK PAN jest też zaangażowane w naukową część misji, a Daniel Mège

pełni funkcję *Guest Investigator*. Grupa naukowa z CBK PAN miała wkład w kalibrację obrazu (Pommerol i in., 2022), generowanie numerycznych modeli terenu (NMT) na podstawie zobrazowań CaSSIS (Re i in., 2022), organizację spotkań zespołu naukowego, prac terenowych dotyczących ziemskich analogów procesów i form marsjańskich (Mège i in., 2022) i była liderem badań z wykorzystaniem pierwszych danych uzyskanych przez CaSSIS (Mège i in., 2023). CBK PAN uczestniczyło również w zadaniach naukowych z wykorzystaniem danych z instrumentów NOMAD i ACS (Aoki i in., 2019; Liuzzi i in., 2021; Villanueva i in., 2021; Mège i in., 2025), dotyczących interpretacji pochodzenia chlorowodoru w atmosferze marsjańskiej poprzez analizę składu izotopowego danych z instrumentu NOMAD (Liuzzi i in., 2021) oraz połączoną analizę danych ACS i CaSSIS. Oczekuje się, że praca w zespołach naukowych misji TGO będzie się dalej rozwijać, ze szczególnym uwzględnieniem połączonej interpretacji danych z ACS, CaSSIS i NOMAD (Mège i in., 2025).

**BepiColombo.** *BepiColombo* to wspólna misja ESA i Japońskiej Agencji Eksploracji Aerokosmicznej (JAXA) do Merkurego, wystrzelona w 2018 r. i składająca się z dwóch orbiterów. Jeden z nich, *Mercury Planetary Orbiter*, ma na pokładzie dwa spektrometry podczerwieni. CBK PAN dostarczyło moduł celowania osi optycznej instrumentu *Mercury Radiometer and Thermal Infrared Spectrometer* (MERTIS; Benkhoff i in., 2021). W grudniu 2024 r. MERTIS uzyskał pierwsze dane podczas przelotu sondy w pobliżu Merkurego. Właściwe operacje naukowe rozpoczną się po wejściu sondy na orbitę w listopadzie 2026 r. Zespół naukowy *Co-Investigator* Joanny Gurgurewicz będzie badał procesy tektoniczne i wulkaniczne na powierzchni Merkurego za pomocą metod petrologicznych, geochemicznych i geologii strukturalnej.

**LightShip-1 i SpotLight.** Eksploracja Marsa przez ESA jest prowadzona zgodnie z długoterminową strategią (European Space Agency, 2022). Strategia ta została zdefiniowana przez radę naukową, w skład której wchodził m.in. Włodzimierz Kofman z CBK PAN. W 2024 r., w ramach tej strategii zaplanowano serię misji orbitalnych i lądowniczych, które będą okresowo wysyłane przez następną dekadę, aby przygotować Europę do załogowej eksploracji Marsa na przełomie tego stulecia. Daniel Mège z CBK PAN uczestniczył w pracach *ESA's Mission Definition Team*, którego zadaniem było zdefiniowanie zestawu instrumentów *SpotLight*, niskoorbitalnej sondy kosmicznej, która ma zostać wystrzelona w 2032 lub 2033 r. w ramach misji *LightShip-1* (European Space Agency, 2024).

### Koncepcje misji i instrumentów

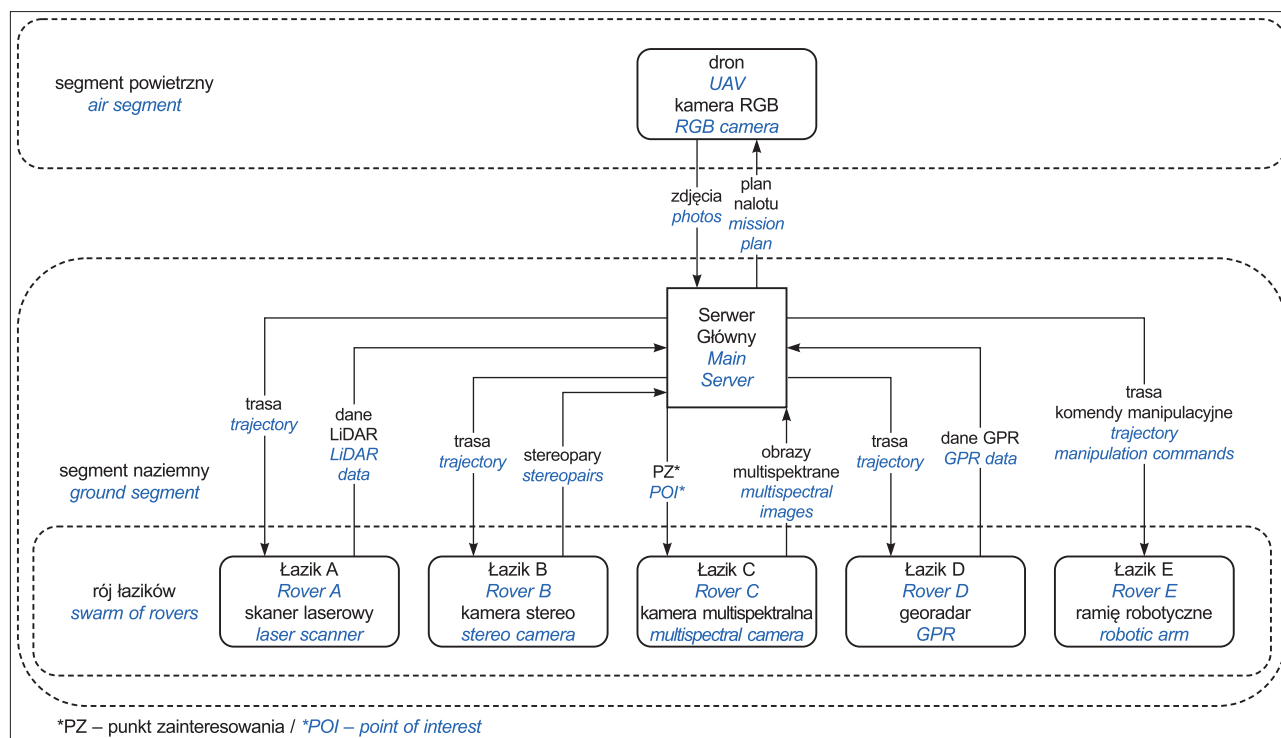
**Platforma Galago do badania obiektów o małej grawitacji.** Jednym z pierwszych osiągnięć po przystąpieniu Polski do ESA w 2012 r., będącym efektem współpracy naukowców i inżynierów, był robot *Galago*, zwany również *Hopter* (ang. *Highland Terrain Hopper*; Mège i in., 2016). *Galago* jest robotem zwiadowczym o całkowitej masie (wraz z aktuatorami, elektroniką i instrumentami naukowymi) poniżej 9 kg i średnicy 50 cm. Firma *Astronika* jest odpowiedzialna za zaprojektowanie i wyprodukowanie platformy, podczas gdy CBK PAN zapewnia wkład naukowy: od wyboru potencjalnego zestawu instrumentów, przez wybór miejsca lądowania, po scenariusze eks-

ploracji. *Galago* początkowo był projektowany na potrzeby eksploracji Marsa, ale pierwszy zrealizowany model jest dedykowany Księżycowi. W ramach projektu ESA *Polish Industry Incentive Scheme* (PLIIS) opracowano i przetestowano wysokoenergetyczny akuator (>50 J) do poziomu gotowości technologicznej 4 (ang. *Technology Readiness Level* – TRL). Urządzenie to ma masę zaledwie 1,5 kg i zużywa niewiele mocy, dzięki powolnej akumulacji energii i szybkiemu jej uwolnieniu na pożądanym poziomie energetycznym (Wiśniewski i in., 2021). *Galago* działa na podobnej zasadzie, co penetratory o małej prędkości (np. HP<sup>3</sup> w misji *InSight*). Potrafi pokonać dystans do 1,25 km w ciągu 6 godzin, toteż można go wykorzystać do misji wokół lądownika matki. Dzięki energetycznym aktuatorom o małej mocy jest przystosowany do samodzielnego opuszczania lądownika i może być dostosowany do różnych założeń misji i do pracy w różnych grawitacjach. Platforma *Galago* mogłaby zwiększyć osiągnięcia naukowe misji poprzez wykonanie pomiarów w zakresie widzialnym i termalnym, w tym badanie procesów geologicznych, właściwości regolitu i dynamiki pyłu w obszarach niedostępnych dla łazików.

**Lunar Geology Orbiter (LUGO).** LUGO to koncepcja misji księżycowej z dwoma celami naukowymi (Broż i in., 2025). Pierwszym celem misji jest oszacowanie wieku nieregularnych plam mórz księżycowych (ang. *Irregular Mare Patches* – IMP), ponieważ brak zaobserwowanych kraterów uderzeniowych podał w wątpliwość ich wiek i hipotezę powstania. IMP mogą być utworzone z lawy maficznej o dużej lepkości o wieku nieprzekraczającym 100–200 Ma lub z wysoce pęcherzykowej, maficznej „piany” lawowej o wieku ponad 2 Ga (Qiao i in., 2020). Starsza lava mogła być również ponownie wyniesiona na powierzchnię w ciągu ostatnich kilku milionów lat, w wyniku ruchów masowych w płytko zalegających pustkach (Kreslavsky,

Head, 2024) lub umiarkowanie eksplozywnego odgazowania (Schultz i in., 2006). Potwierdzenie młodego wieku tych struktur zmieniałoby nasze zrozumienie ewolucji substancji lotnych lub ewolucji termicznej ciał planetarnych. Według obecnej wiedzy obiekt wielkości Księżycy powinien być na tyle ochłodzony, że erupcje wulkaniczne w ciągu ostatnich kilku milionów lat byłyby niemożliwe. Wyniki niedawnej, ponownej analizy danych spektrometrycznych regolitu i ciemnych osadów otaczających niektóre IMP nie udowodniły przekonująco jednej z wymienionych hipotez dotyczących ich wieku (Vannier i in., 2024). Drugim celem misji LUGO jest potwierdzenie istnienia i lokalizacji jaskiń lawowych znajdujących się płytko (do dziesiątek metrów) pod powierzchnią, które mogłyby służyć przyszłym astronautom jako schronienie podczas załogowych misji księżycowych. Proponowany zestaw instrumentów: georadar, kamera hiperspektralna i system kamer stereoskopowych, spełnia warunki niezbędne do realizacji tych celów naukowych (Broż i in., 2025). Misja LUGO polega na współpracy państw członkowskich ESA z Europy Środkowej i Wschodniej, w tym partnerów przemysłowych i naukowych, głównie z Czech, Polski, Węgier, Estonii i Finlandii.

**Rój łazików i dronów – kooperacyjna eksploracja Marsa.** W związku z planami ograniczenia kosztów misji kosmicznych poprzez redukcję masy wynoszonej w przestrzeń kosmiczną, Politechnika Warszawska we współpracy z Centrum Badawczym im. J. Amesa Narodowej Agencji Aeronautyki i Przestrzeni Kosmicznej (ang. *National Aeronautics and Space Administration* – NASA) opracowuje metodykę pozyskiwania danych geoprzestrzennych z wykorzystaniem rozproszonego rozwiązania opartego na roju małych łazików wspieranych przez drony (ryc. 1). Głównym celem roju jest autonomiczne modelowanie rzeźby terenu i tworzenie pochodnych map geomorfologicznych, a także



**Ryc. 1.** Schemat działania roju łazików i dronów  
**Fig. 1.** Swarm operation diagram of rovers and drones

poszukiwanie śladów wody i życia na Marsie. W tym celu łaziki i drony zostaną wyposażone w heterogeniczne czujniki, takie jak LiDAR, kamery RGB i bliskiej podczerwieni oraz georadar. Mapowanie rzeźby terenu umożliwi wskazanie konkretnych miejsc, którym należy poświęcić więcej uwagi podczas eksploracji.

Zespół badawczy wykonał już pierwsze pomiary testowe, których wyniki wskazują na duży potencjał opracowanej metodologii. Kluczowe znaczenie dla efektywności prowadzonych pomiarów ma rozwój technologii autonomicznej nawigacji i współpracy roju łazików z dronami. Pozwoli to na znaczne przyspieszenie pomiarów i badań, gdyż ręczne sterowanie łazikami z Ziemi jest problematyczne ze względu na odległość między Marsem a Ziemią i wynikający z tego czas potrzebny na transmisję sygnału radiowego.

**Platforma ELF do poszukiwania wody i wykrywania źródeł elektromagnetycznych.** Fale elektromagnetyczne ekstremalnie niskich częstotliwości (ang. *Extremely Low Frequency* – ELF, 3Hz–3kHz) mogą się rozchodzić wokół obiektu planetarnego, który ma dwie globalne warstwy przewodzące. Mars ma takie dwie warstwy: jonosferę i warstwę znajdującą się pod powierzchnią planety. Źródłem fal ELF na Marsie mogą być burze pyłowe. Naukowcy z Uniwersytetu Jagiellońskiego i Akademii Górniczo-Hutniczej zaprojektowali platformę ELF do badań marsjańskich. Dzięki niej możliwe jest zbadanie naturalnych źródeł elektromagnetycznych w atmosferze Marsa oraz wykrycie warstw podpowierzchniowych zawierających wodę w stanie ciekłym. Proponowany system ELF charakteryzuje się wysoką czułością, a ponieważ każdy instrument elektromagnetyczny umieszczony w pobliżu systemu zakłócałby jego pomiary, dlatego platforma musi być autonomiczna. Całkowita waga projektowanej platformy wynosi 8 kg. System składa się z dwóch ortogonalnych, poziomych anten magnetycznych (z wbudowanymi przedwzmacniaczami), aktywnej pionowej anteny elektrycznej i odbiornika. Antena elektryczna ma 40 cm długości i jest rozkładana. Anteny magnetyczne mają po 70 cm długości i 6 cm średnicy (Kozakiewicz i in., 2016). Typowe, przewidywane wyładowanie atmosferyczne byłoby wykrywane przez stację ELF, nawet gdyby miało miejsce po przeciwnej stronie Marsa. Jeśli pod powierzchnią nie znajdowałyby się warstwy wodonośne, impuls ELF związany z wyładowaniem dotarłby do stacji później, a jego amplituda byłaby mniejsza w porównaniu z sytuacją, w której warstwy zawierające wodę w stanie ciekłym znajdowałyby się pod powierzchnią Marsa (Kulak i in., 2013; Kozakiewicz i in., 2016). Trzy lub więcej stacji ELF na powierzchni Marsa umożliwiłyby określenie dokładnej lokalizacji zbiorników wodnych na planecie.

## WKŁAD W ROZWÓJ METOD BADAŃ PLANETARNYCH

Duża liczba i specyfika danych pozyskiwanych w misjach planetarnych wymaga poszukiwania nowych technik oraz narzędzi ich analizy. Liczne ograniczenia instrumentów wykorzystywanych w czasie misji kosmicznych uniemożliwiają uzyskanie odpowiedzi na niektóre pytania. Stąd wynika konieczność równoległego prowadzenia badań laboratoryjnych i terenowych na Ziemi. Są one bardzo ważne dla zrozumienia zjawisk obserwowanych w innych, odległych

środowiskach i pomagają w przygotowaniu oraz przetestowaniu rozwiązań dla przyszłych misji kosmicznych.

## Automatyzacja i sztuczna inteligencja

**Klasyfikacja pokrycia terenu w badaniach eolicznych i planowaniu przyszłych misji.** Procesy eoliczne odgrywają dominującą rolę w kształtowaniu powierzchni Marsa, a formy powstałe w wyniku tych procesów pokrywają niemal całą powierzchnię planety. Dlatego ważne jest stosowanie automatycznych technik do badania rozkładu i parametrów form eolicznych. Automatyzacja procesu kartowania geomorfologicznego w znacznym stopniu przyczynia się zarówno do badania procesów eolicznych na dużą skalę, jak i stanowi podstawę planowania przyszłych misji. Zaproponowana przez Choromańskiego i in. (2022) metodologia nadzorowanej klasyfikacji form terenu na Marsie wykorzystuje integrację danych *in situ* z łazików marsjańskich i danych obrazowych z orbiterów. Rozwiązanie wykorzystujące techniki uczenia głębokiego (np. konwolucyjne sieci neuronowe) zostało przetestowane na obszarze Meridiani Planum na Marsie. Wykorzystano dane obrazowe z łazika *Opportunity* pracującego w ramach misji NASA *Mars Exploration Rover* i kamery wysokorozdzielczej *High Resolution Imaging Science Experiment* (HiRISE) znajdującej się na pokładzie misji NASA *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO). Uzyskano bardzo dobre wyniki segmentacji semantycznej, zarówno stosując informacje z łazika, jak i wykorzystując tylko zdjęcia z orbity. Osiągnięto ogólną dokładność testowego zestawu danych na poziomie ponad 94% przy użyciu samych danych obrazowych orbitalnych, prawie 95%, dodając informacje uzyskane z NMT wykonanego ze zdjęć HiRISE i blisko 96%, wykorzystując wszystkie dostępne dane (Choromański i in., 2022). Opracowana metodologia klasyfikacji form eolicznych za pomocą głębokiego uczenia może być łatwo uogólniona i zastosowana do badań innych form terenu występujących na Marsie.

**Segmentacja obrazu do badań regolitu.** Regolit pokrywa wszystkie obiekty planetarne mające stałą powierzchnię. Kształt i wielkość ziaren regolitu pozaziemskiego można badać prawie jedynie na podstawie zdjęć. Ponieważ liczba zdjęć regolitu pozyskanych w trakcie misji kosmicznych jest bardzo duża, to wygodnie jest używać metod automatycznych lub półautomatycznych. W tym celu opracowano półautomatyczny algorytm *Particle Detection and Measurement* (PADM) pozwalający na szybką analizę granulometryczną próbek regolitu widocznych na zdjęciach (Kozakiewicz, 2018). Wyniki uzyskane przez PADM są bardzo zbliżone do tych uzyskiwanych metodami manualnymi, sitowymi czy fotositowymi. Ponadto algorytm PADM umożliwia badanie kształtu ziaren (kolistości i obtoczenia), nie ma żadnych ograniczeń pod względem rozmiarów ziaren i pozwala na separację stykających się ziaren (Kozakiewicz, 2018; Kozakiewicz i in., 2023).

## Symulacje w tunelu aerodynamicznym

Aby odpowiedzieć na wiele pytań związanych z procesami eolicznymi na ciałach planetarnych, na Uniwersytecie Jagiellońskim zbudowano tunel aerodynamiczny dedykowany do symulacji eolicznych. Wymiary sekcji roboczej tego tunelu to:  $1 \times 0,8 \times 10$  m (wys., szer., dł.). Prędkość

wiatru generowana w tunelu mieści się w przedziale od 2 do 25 m/s. Tunel jest wyposażony w dwa zestawy anemometrów Pitota i wiatraczkowych. Badania mogą być prowadzone z wykorzystaniem całości lub części tunelu roboczego – w zależności od rodzaju eksperymentu. W laboratorium można przygotować modele rzeczywistych przeszkód topograficznych z wykorzystaniem technologii druku 3D. W tunelu są testowane materiały sypkie różnego rodzaju, w tym analogi lub symulanty regolitu. Możliwe eksperymenty obejmują powstawanie i ewolucję form eolicznych, wpływ topografii na procesy eoliczne oraz zjawiska związane z transportem eolicznym. Eksperymenty są prowadzone w atmosferze ziemskiej. Laboratorium jest wyposażone również w aparaturę do badania właściwości fizykochemicznych materiału ziarnistego wykorzystywanego w symulacjach.

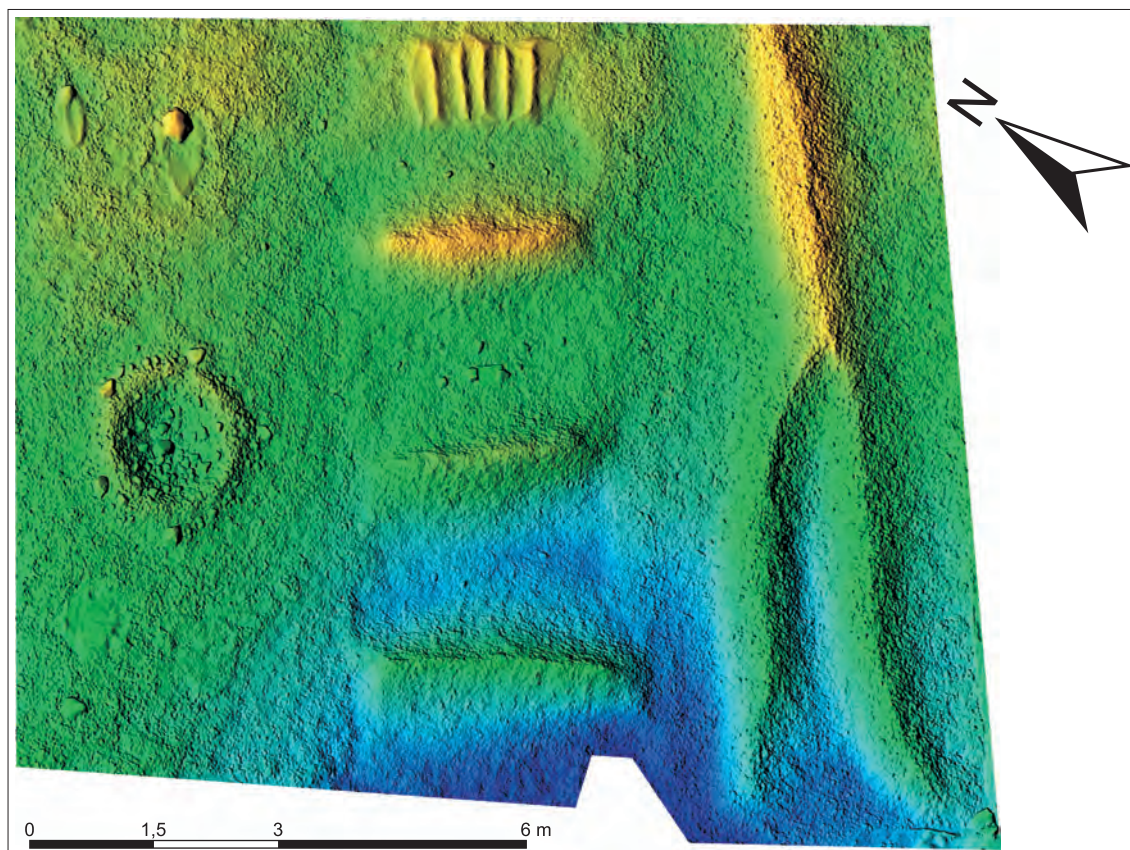
### Poligon badawczy

Na terenie Obserwatorium Astronomiczno-Geodezyjnego w Józefosławiu, które jest częścią Centrum Analiz Geoprzestrzennych i Satelitarnych (CENAGIS), utworzono poligon badawczy służący sprawdzaniu możliwości kartowania powierzchni Marsa z wykorzystaniem różnego typu sensorów na pokładzie łazików i dronów. Ma on kształt prostokąta o wymiarach ok.  $9 \times 11$  m, na którym umieszczono sztucznie stworzone formy terenu, takie jak ripplemarki eoliczne o różnych kształtach i rozmiarach czy krater uderzeniowy (ryc. 2). Obecnie są prowadzone badania nad opracowaniem metodyki integracji roju małych łazików i dronów w celu prowadzenia w pełni autonomicznych pomiarów ukształtowania terenu i warunków atmosferycznych.

Aby określić jakość danych pozyskanych z różnych czujników, pole zostało zeskanowane za pomocą naziemnego skanera laserowego, co umożliwiło uzyskanie modelu terenu o milimetrowej dokładności (ryc. 2). Pozwoliło to na określenie dokładności i możliwości kartowania przy użyciu czujników na mobilnych platformach jezdnych i latających.

### Symulacje deformacji skorupy

Badanie planetarnych form geologicznych za pomocą zobrażeń z orbity wymaga interpretacji na podstawie ziemskich analogów. Modelowanie eksperymentalne, analityczne i numeryczne pozwala lepiej zrozumieć dynamikę procesów geologicznych kształtujących powierzchnie obiektów, a w szczególności ich deformacje. Modelowanie odwrotne eksperymentalnych przemieszczeń powierzchni na analogach intruzji magmowych wykazało, że szacowanie geometrii, orientacji i głębokości intruzji za pomocą dotychczasowych metod analitycznych jest niedokładne ze względu na zbyt uproszczoną mechanikę skał kruchych (Poppe i in., 2024a). Symulacje numeryczne z użyciem metody elementów dyskretnych dowiodły, że podczas płytkiej intruzji magmy przemieszczenie, odkształcenie i dynamiczne pękanie skorupy planetarnej zależą od jej wytrzymałości, zwłaszcza podczas inflacji lakkolitów (Morand i in., 2024). Takie symulacje wyraźnie pokazują odkształcenia i pękanie na powierzchni różnych ciał planetarnych podczas dostosowywania się do grawitacji tych ciał (Poppe i in., 2024b). Przyszłe, trójwymiarowe symulacje pozwolą na bezpośrednie porównanie deformacji i pęknięć powierzchni wywołanych przemieszczaniem się



**Ryc. 2.** Numeryczny model terenu pola testowego w ośrodku CENAGIS (paleta kolorów z cieniowaniem rzeźby terenu)  
**Fig. 2.** Digital terrain model of the test field at CENAGIS (colour palette with hillshading)

magmy, takich jak kratery ze spękaną powierzchnią dna, kopuły powstałe w wyniku intruzji i rowy utworzone w wyniku przemieszczania się dajek wulkanicznych, i ich weryfikację poprzez eksperymenty laboratoryjne w określonej skali (Poppe i in., 2022; Holohan i in., 2023).

### **Algorytm AROMAS do rekonstrukcji morfometrii i stratygrafii złożonych pól lawy**

Mars doświadczył w swojej historii geologicznej rozległego wulkanizmu, szczególnie w regionach Tharsis i Elysium. Wulkany tarczowe Tharsis są często pokryte podłużnymi strumieniami lawy. Ich dawną aktywność można próbować scharakteryzować poprzez szczegółowe kartowanie geologiczne, rekonstrukcję stratygraficzną i datowanie oparte na zliczaniu kraterów uderzeniowych (np. Richardson i in., 2017). Biorąc pod uwagę dużą liczbę i nakładanie się strumieni lawy, może to być trudnym zadaniem. AROMAS (ang. *Automatic Reconstruction Of Morphometry And Stratigraphy*) to algorytm w języku *Python* wykorzystujący biblioteki typu *open source* do analizy złożonych pól lawowych. AROMAS przetwarza naniesione na mapę kontakty pomiędzy strumieniami lawy i lokalną stratygrafię, a następnie automatycznie klasyfikuje poszczególne jednostki poprzez sortowanie topologiczne. Algorytm AROMAS oblicza również średnią szerokość, długość pozorną i szacowaną długość całkowitą potoku lawy, liczoną od miejsca wypływu na powierzchnię. Metoda została przetestowana na nieprzeobrażonych potokach lawowych zlokalizowanych na południowy wschód od Arsia Mons (Tesson i in., 2020).

### **Symulacje propagacji fal ELF w marsjańskim falowodzie**

Fale ELF propagują w falowodzie składającym się z jonosfery i przewodzącej warstwy powierzchni lub podpowierzchni. Budowa strefy podpowierzchniowej Marsa może być przybliżona przez strukturę wielowarstwową, co umożliwia analityczne badanie jej przewodnictwa elektrycznego (Kulak i in., 2013; Kozakiewicz i in., 2015). Brak wody w stanie ciekłym na powierzchni Marsa powoduje, że powierzchnia ta jest warstwą słabo przewodzącą. Jednak fale ELF mogą przez nią przenikać i wnikać do warstw podpowierzchniowych. Zakłada się, że na Marsie woda w stanie ciekłym znajduje się pod powierzchnią planety w postaci solanek (patrz także Wright i in., 2024), które charakteryzują się wysoką przewodnością. Dzięki modelowaniu teoretycznemu możemy przewidzieć, jaką odpowiedź falowodu zaobserwujemy, jeśli faktycznie pod powierzchnią Marsa znajdują się solanki. Teoretyczne modele propagacji fal ELF pozwalają również na symulowanie zmian zachodzących w jonosferze Marsa, na przykład pod wpływem wiatru słonecznego (Kozakiewicz i in., 2015).

### **INTERAKCJE ATMOSFERY Z POWIERZCHNIĄ I STREFĄ PODPOWIERZCHNIOWĄ CIAŁ PLANETARNYCH**

Zrozumienie procesów zachodzących w pobliżu powierzchni obiektów planetarnych i znajomość właściwości środowiska przypowierzchniowego są bardzo ważne dla przyszłych misji *in situ*. Procesy zachodzące w pobliżu

powierzchni ciał planetarnych są też często bardzo aktywne i stosunkowo łatwe do badania.

### **Właściwości optyczne powierzchni planet i ich atmosfer gazowo-pyłowych**

Optyczne właściwości powierzchni planetarnych charakteryzują refleksyjność i emisyjność. Stan optyczny atmosfery jest opisywany przez stopień przezroczystości gazów oraz współczynniki absorpcji i rozpraszania molekuł, cząstek pyłu i aerozoli. Większość tych wielkości jest silnie zależna od długości fali i geometrii obserwacji. Symulacje numeryczne intensywności promieniowania, refleksyjności, emisyjności i transmisji pozwalają przewidywać wyniki teledetekcyjnych pomiarów spektrometrycznych, oceniać wpływ różnych procesów i interpretować dane.

Możliwy wpływ właściwości optycznych minerałów występujących na powierzchni planety na zdalne wykrywanie gazowych składników atmosfery analizowano na przykładzie Marsa (Błęcka, 2024). Badano, czy charakterystyki spektralne regolitu mogą utrudniać zdalne wykrywanie metanu (Błęcka, 2024), jednak zjawisko to może dotyczyć również innych gazów. W pracy przyjęto, że spektrometr odbiera wypadkowy sygnał pochodzący z marsjańskiego regolitu i atmosfery zawierającej metan. Serię symulacji numerycznych przeprowadzono w rejonie pasma silnej absorpcji metanu i zróżnicowanego składu mineralnego powierzchni Marsa (Błęcka, 2024). Metody numeryczne (Błęcka, 1999; Błęcka, Erard, 2004) umożliwiły symulację widm refleksyjności i emisyjności oraz łącznego promieniowania powierzchni Marsa i atmosfery w zakresie średniej podczerwieni. Ostatnio skupiono się na badaniu wpływu refleksyjności na absorpcję bardzo małych stężeń metanu w atmosferze Marsa (Błęcka, 2024).

Zaprezentowane wyniki, choć są jedynie uproszczoną wersją problemu, pozwalają wyciągnąć wiele ciekawych wniosków związanych z nadirowymi (tzn. prostopadłymi do powierzchni planety) obserwacjami spektrometrycznymi z orbitera krążącego wokół Marsa. Wykazano, że kształt widma refleksyjności powierzchni może znacząco zmienić pasmo absorpcyjne gazów śladowych w atmosferze, zwłaszcza jeśli charakterystyki spektralne powierzchni nakładają się na centralną część pasma pochłaniania gazu będącego przedmiotem zainteresowania. W przypadku obserwacji metanu jako minerał występujący na powierzchni Marsa wybrano dolomit. Z obliczeń wynika, że dolomit utrudnia wykrycie metanu. Jednak nie zaobserwowano jeszcze przypadku, w którym właściwości optyczne powierzchni planety mogłyby spowodować całkowite zniknięcie pasma tego gazu. Aby określić, czy jest to możliwe, należy wziąć pod uwagę wiele dodatkowych czynników, takich jak możliwości pomiarowe spektrometru, czy zwiększenie precyzji symulacji. Charakter sygnału zależy również od zmian parametrów termodynamicznych atmosfery, przez którą sygnał przechodzi. Wpływ zmienności tych czynników i pyłu obecnego w atmosferze będzie analizowany (Błęcka, 2024).

### **Transport eoliczny i redystrybucja piasku na powierzchni Marsa**

Algorytm PADM (Kozakiewicz, 2018) i wyniki z instrumentu *Alpha Particle X-ray Spectrometer* (APXS; Gellert, 2019) pozwoliły na zbadanie wszystkich próbek regolitu pozyskanych przez żakik *Opportunity* na Meridiani

Planum. Łazik *Opportunity* przebył drogę o długości ponad 45 km od krateru Eagle (25 m średnicy) do zachodniej krawędzi krateru Endeavour (22 km średnicy). Obszar trawersu łazika dzieli się na dwie części: równiny Meridiani Planum, które są rzadko pokryte mniejszymi kraterami ( $\leq 1$  km), i krawędź krateru Endeavour, dominującą nad równinami. Krawędź tego krateru składa się ze skał nieco różniących się od skał występujących na powierzchni równin. Stwierdzono, że te dwa obszary różnią się również pod względem regolitu (Kozakiewicz i in., 2023). Na równinach są powszechne bogate w żelazo sferule (ryc. 3) – okrągłe ziarna o średnicy kilku milimetrów, mające pochodzenie diagenetyczne (Squyres, Knoll, 2005), wypreparowane z odsłaniających się tam skał. Na powierzchni krawędzi krateru Endeavour nie występują sferule, tylko dominują słabo obtoczone ziarna żwiru, które cechują się znacznie mniejszą zawartością żelaza niż sferule i mają podobny skład do skał na krawędzi krateru Endeavour (Kozakiewicz i in., 2023).

Górna warstwa regolitu na Meridiani Planum składa się głównie ze żwirów ( $>2$  mm średnicy) i piasków gruboziarnistych (0,5–2,0 mm), pod którymi znajdują się piaski drobnoziarniste ( $<0,25$  mm). Piaski drobnoziarniste na powierzchni znaleziono tylko w niewielkich zagłębieniach (do 30 m średnicy; Kozakiewicz i in., 2023). Piaski drobnoziarniste na równinach i na krawędzi krateru Endeavour wykazują podobieństwo pod względem wielkości i składu, co wskazuje na to, że mogą być łatwo transportowane pomiędzy tymi dwoma obszarami. Z drugiej strony piaski gruboziarniste w obu obszarach są zupełnie inne. To sugeruje, że ziarna tych piasków są transportowane jedynie na niewielkie odległości i nie zachodzi mieszanie się tych dwóch grup piasków. Piaski gruboziarniste na równinach pochodzą głównie z bogatych w żelazo sferul i w porównaniu z innymi piaskami są również wzbogacone w żelazo. Ziarna piasków gruboziarnistych na równinach są także

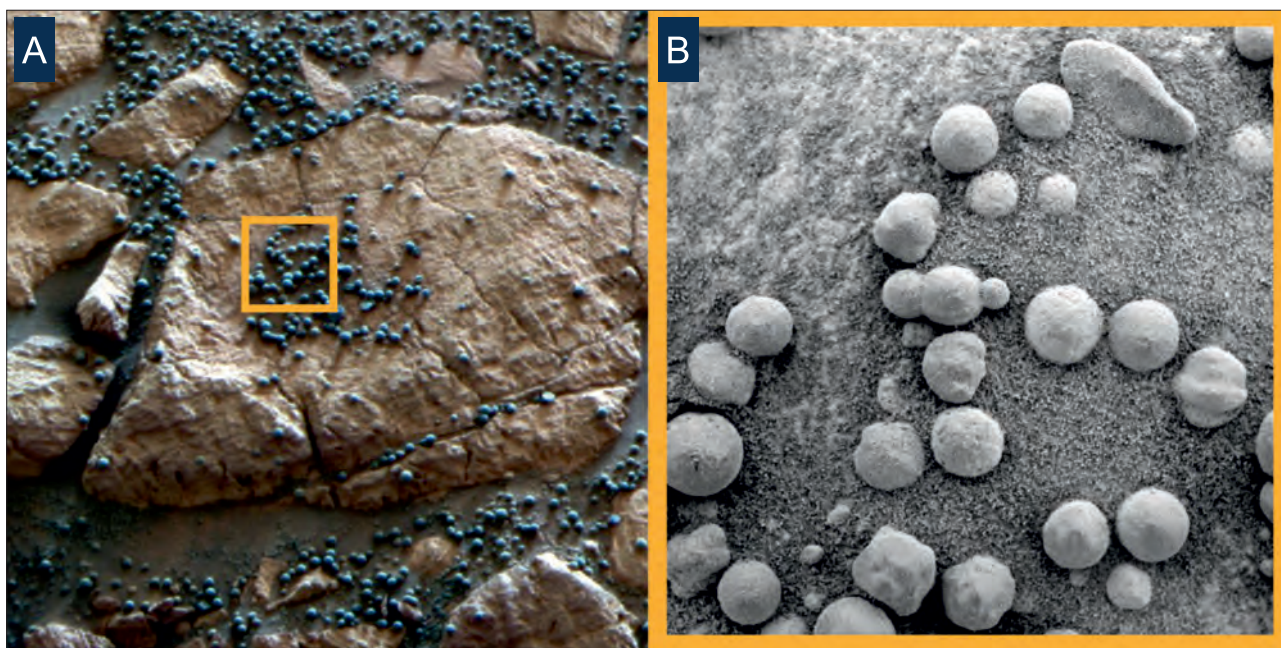
lepiej obtoczone niż ziarna znalezione na krawędzi krateru Endeavour (Kozakiewicz i in., 2023).

Ani na równinach, ani na krawędzi krateru Endeavour nie występują piaski średnioziarniste (0,25–0,50 mm; Kozakiewicz i in., 2023), choć takie piaski bardzo często znajdują się w dużych kraterach na Marsie (np. w kraterze Gusiew, kraterze Gale; Sullivan i in., 2008; Weitz i in., 2018). Piaski średnioziarniste na Meridiani Planum znaleziono jedynie we wnętrzach względnie większych kraterów (np. w kraterze Endurance o średnicy 130 m). Zatem na Marsie występuje selektywne sortowanie piasku, prowadzące do depozycji w większych kraterach ( $\geq 100$  m średnicy) piasków średnioziarnistych, które z łatwością są transportowane przez wiatr (Kozakiewicz i in., 2023).

### Akumulacyjne formy eoliczne na Marsie

Chociaż procesy i formy eoliczne występują na wszystkich ciałach Układu Słonecznego mających atmosferę (np. Diniega i in., 2017), to Mars stał się głównym celem badań eolicznych (np. Greeley, Iversen, 1985). Jedną z form eolicznych najczęściej występujących na Marsie są ripplemarki (Lapotre i in., 2018). Wyniki badań danych zebranych przez różne łaziki marsjańskie wskazały, że na Marsie można wyróżnić co najmniej dwa rodzaje ripplemarków eolicznych: drobnoziarniste i gruboziarniste. Powierzchnię ripplemarków drobnoziarnistych tworzą głównie ziarna o średnicy  $<0,5$  mm, a ripplemarków gruboziarnistych ziarna o średnicy  $>0,5$  mm (Kozakiewicz i in., 2024).

Na Ziemi gruboziarniste ripplemarki są rzadko spotykane (np. Yizhaq, Katra, 2015), więc takie formy na Marsie są szczególnie interesujące. Znaleziono je we wszystkich miejscach badanych *in situ* na Marsie, a szczególnie dużo na równinach Meridiani Planum (Kozakiewicz i in., 2024). Dokładne badania tych ripplemarków ujawniły, że mają one proste lub lekko faliste linie grzbietów i niemal sy-



**Ryc. 3.** Sferule na powierzchni Marsa w rejonie Meridiani Planum: **A** – zdjęcie w kolorach nierzeczywistych, kamera panoramiczna (PANCAM, sol 0043); **B** – zbliżenie na fragment powierzchni zaznaczony kwadratem na ryc. 3A ( $3,2 \times 3,2$  cm), widziany w kamerze mikroskopowej (MI, sol 0048)

**Fig. 3.** Spherules on the surface of Mars in the Meridiani Planum region: **A** – image in false colours, panoramic camera (PANCAM, sol 0043); **B** – a close-up of the surface marked with a square in Fig. 3A ( $3,2 \times 3,2$  cm) seen in a microscopic camera (MI, sol 0048)

metryczne stoki. Są one pokryte ziarnami o średnicy ok. 1 mm. Wysokość tych form waha się od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, a rozstęp grzbietów od pół do kilku metrów (Kozakiewicz i in., 2024). Gruboziarniste ripplemarki na równinach Meridiani Planum są bardzo stare. Ich ostatnia migracja nastąpiła prawdopodobnie ~10–100 ka temu (zob. np. Golombek i in., 2010). Jednak azymut linii grzbietów mniejszych ripplemarków gruboziarnistych jest zgodny z orientacją aktywnych form eolicznych (takich jak smugi wiatrowe i ripplemarki drobnoziarniste), co wskazuje, że mniejsze ripplemarki gruboziarniste zostały uformowane lub przekształcone przez współczesne wiatry. Z kolei większe ripplemarki gruboziarniste zostały tylko nieznacznie zmienione przez współczesne wiatry, a orientacja ich grzbietów jest związana z kierunkiem paleowiatrów (Fenton i in., 2015; Kozakiewicz i in., 2024).

Na Meridiani Planum zaobserwowano sezonowość eolicznych smug wiatrowych (Chojnacki i in., 2011; Kozakiewicz i in., 2025), lecz nie stwierdzono jej w innych lokalizacjach badanych *in situ* przez łaziki i lądowniki na Marsie (krater Gusiewa, krater Gale, krater Jezero i Elysium Planitia; zob. np. Greeley i in., 2006; Day, Dorn, 2019; Day, Rebolledo, 2019; Lemmon i in., 2022). Ripplemarki drobnoziarniste wzdłuż całego trawersu łazika *Opportunity* zaobserwowano tylko w kilku miejscach, głównie w bardzo małych kraterach uderzeniowych ( $\leq 30$  m średnicy; Kozakiewicz i in., 2025). Azymut linii grzbietu tych form wskazał, że zostały one utworzone przez wiatry północno-zachodnie lub południowo-wschodnie (Kozakiewicz i in., 2025). Smugi wiatrowe w pobliżu trawersu łazika zostały rozpoznane na zdjęciach z orbitera MRO wokół 48 stosunkowo małych kraterów (do 1,5 km średnicy), a także przy wydmach w kraterze Endeavour. Obserwacje smug wiatrowych wyraźnie pokazały sezonowość kierunków wiatru. W badanym okresie (od 28 do końca 36 roku marsjańskiego, czyli w latach 2006–2022) we wszystkich porach roku poza latem dominowały wiatry północno-zachodnie i były one najbardziej morfotwórcze. Latem dominowały wiatry południowo-wschodnie. W zimie sporadycznie pojawiał się wiatr wschodni (Kozakiewicz i in., 2025). Obserwowane zmiany azymutu smug wiatrowych tylko w pewnym stopniu zgadzają się z wynikami numerycznych symulacji regionalnej cyrkulacji atmosferycznej wykonanych z zastosowaniem *Mars Regional Atmospheric Modeling System* (Rafkin, Michaels, 2019; Kozakiewicz i in., 2025). W związku z tym konieczne są dalsze testy modeli cyrkulacji atmosferycznej na Marsie.

### Geomorfologia północnych równin marsjańskich

Obecność lodu była jednym z najważniejszych czynników kształtujących współczesną powierzchnię Marsa (np. Tanaka i in., 2014), zwłaszcza jego północne niziny (np. Thompson, Head, 2001; Soare i in., 2007). Podczas spotkania, które odbyło się we Wrocławiu w 2014 r., rozpoczęto realizację dużego projektu dedykowanego kartowaniu powierzchniowych form terenu na Marsie związanych z wodą lub lodem (Orgel i in., 2019; Ramsdale i in., 2019; Séjourné i in., 2019). Jego celem było zrozumienie procesów geologicznych i stratygrafii północnych równin marsjańskich, ze szczególnym uwzględnieniem roli, jaką lód gruntowy odegrał w ich ewolucji. W szczególności celem projektu było porównanie i skonstrastowanie zespołów form terenu związanych z procesami peryglacialnymi na Marsie i ich równoleżnikowego rozmieszczenia w trzech

regionach: Acidalia Planitia, Arcadia Planitia i Utopia Planitia. Podjęto także próbę określenia pochodzenia niektórych z tych form. W projekcie wykorzystano metodę kartowania siatkowego (np. Ramsdale i in., 2017), używając najnowszych zdjęć Marsa w średniej i wysokiej rozdzielczości. Precyzyjne kartowanie wykazało, że we wszystkich trzech badanych obszarach cechy geomorfologiczne związane z lodem są obecne w charakterystycznych skupiskach rozmieszczonych równoleżnikowo. Na przykład w Utopia Planitia (38–47°N) zespół peryglacialnych form terenu składa się z dużych struktur typu muszlowatego (ang. *scallops*), poligonów o średnicy 100 m, zagłębień erozyjnych i płaszcza osadowego pokrywającego inne formy terenu (Séjourné i in., 2019). Na podstawie porównania z obszarami wiecznej zmarzliny na Ziemi wydaje się, że niektóre obszary pokrywa warstwa bardzo bogata w lód (do >50%), o dziesiątkach metrów grubości.

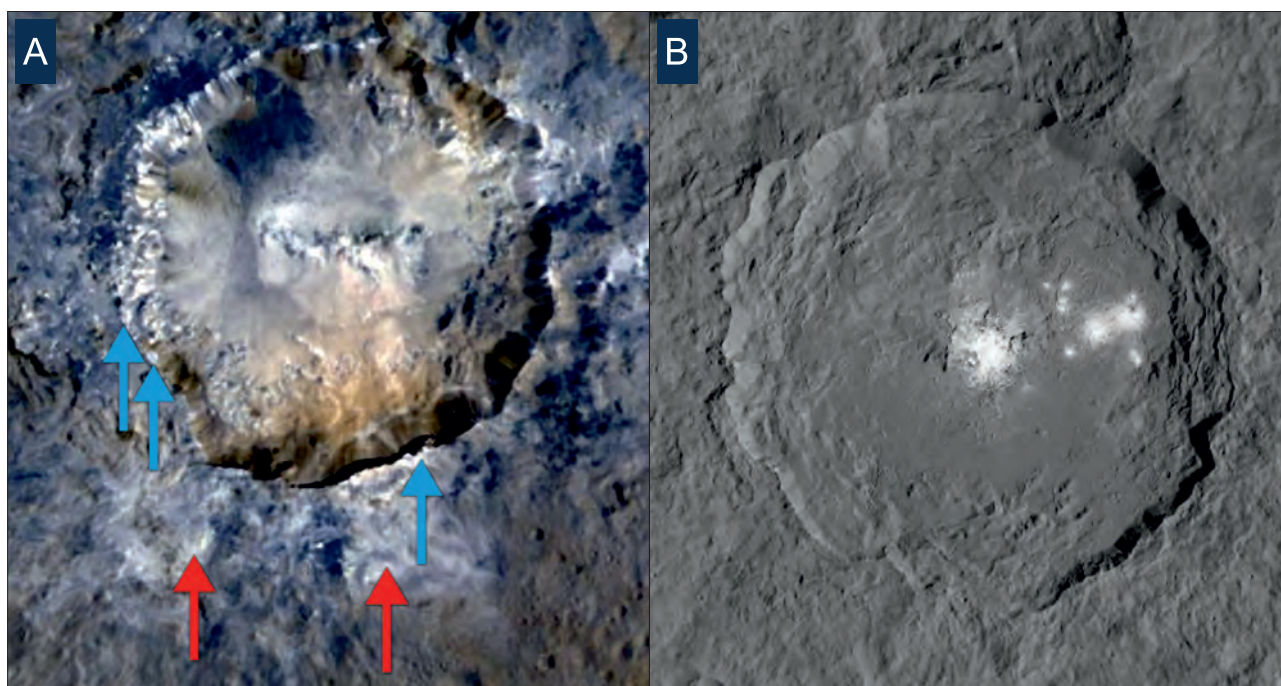
### Jasne plamy na Ceres

Najwięcej informacji o Ceres dostarczyła misja NASA *Dawn*, która w 2015 r. weszła na jej orbitę. Zdjęcia przesłane przez sondę pokazują kilkadziesiąt jasnych obszarów na jej powierzchni (ryc. 4), są to tzw. *faculae* (l. poj. *facula*).

Jasne plamy są niemal losowo rozmieszczone na Ceres (Palomba i in., 2019). Raponi i in. (2019) wskazują, że *faculae* zawierają głównie węglan sodu, chlorek amonu i krzemiany warstwowe bogate w glin, podczas gdy osady na typowych, ciemnych obszarach Ceres zawierają krzemiany warstwowe bogate w magnez, węglan magnezu i wapnia oraz krzemiany warstwowe z jonem amonowym. Na Ceres wyróżniono kilka rodzajów *faculae* (ryc. 4):

- a) *faculae* dna, które zajmują około ~375 km<sup>2</sup> i znajdują się w kraterze Occator (Cerealia Facula i grupa Vinalia Faculae) oraz w siedmiu innych kraterach;
- b) *faculae* na Ahuna Mons, które wyglądają jak ślady strumieni spływających po zboczach;
- c) *faculae* krawędzi lub ścian, które są najliczniejsze (w ~150 kraterach, łączna powierzchnia >1100 km<sup>2</sup>);
- d) *faculae* uderzeniowe, w postaci jasnych wyrzutów, które znajdują się wokół niektórych kraterów uderzeniowych (Stein i in., 2019).

Powstanie *faculae* typu (a) jest zazwyczaj przypisywane wznoszeniu się solanek (Scully i in., 2020). Najprostsza hipoteza jest taka, że *faculae* są po prostu ewaporatami. Dane potwierdziły duże ilości H<sub>2</sub>O i uwodnionych minerałów w regolicie Ceres. Modele Ceres wskazują również, że we wnętrzu planety znajdują się duże ilości H<sub>2</sub>O. Wpływy solanki mogły być częste we wczesnym okresie istnienia Ceres. Solanka szybko traciła wodę, pozostawiając po sobie ewaporaty. Jednak wiele *faculae* typu (a) to dość młode struktury. Wiek krateru Occator wynosi 53 Ma, a wiek jego *faculae* tylko 18 Ma (Neesermann i in., 2019). W związku z tym proponuje się (np. Stein i in., 2019), że powstawanie *faculae* na dnie jest spowodowane ciepłem uwalnianym podczas tworzenia się krateru. Ciepło stopiło lód, a woda z powstałej solanki odparowała. Po czym w ciągu kilku Ma ciepło to zostałoby utracone. Czechowski (2023) zaproponował więc nową hipotezę, która wskazuje na rolę gazu w regolicie. Woda zamraża po spadku temperatury, ale CO<sub>2</sub> może pozostać w stanie gazowym. Jego przepływ może być odpowiedzialny za tworzenie się *faculae* poprzez złożoną interakcję z regolitem składającym się z różnych ziaren.



**Ryc. 4.** Kratery uderzeniowe na Ceres: **A** – fragment krateru uderzeniowego Haulani o średnicy 34 km. Czerwone strzałki wskazują *faculae* uderzeniowe typu (d), a niebieskie strzałki wskazują *faculae* krawędzi/ściany typu (c). Framing Camera, PIA20358; **B** – krater Occator (92 km średnicy). Na dnie znajdują się jasne *faculae*: Cerealia Facula w centrum (albedo 0,24) i grupa Vinalia Faculae po prawej stronie krateru. Framing Camera, PIA20350

**Fig. 4.** Impact craters on Ceres: **A** – a part of the Haulani impact crater, 34 km in diameter. The red arrows indicate ejecta *faculae* of type (d) and the blue arrows indicate the rim/wall *faculae* of type (c). Framing Camera, PIA20358; **B** – Occator Crater (92 km in diameter). On the bottom are bright floor *faculae*: Cerealia Facula in the centre (albedo 0.24) and the Vinalia Faculae group on the right side of the crater. Framing Camera, PIA20350

Najpopularniejszą hipotezą (np. Stein i in., 2019) wyjaśniającą powstawanie *faculae* typu (d) jest uderzenie, które wyrzuciło z wnętrza na powierzchnię jasny materiał (może nim być ewaporat). Pierwsze bliskie uderzenie meteoroidu wyrzuciło materiał przykrywający ewaporaty. Po pewnym czasie drugie uderzenie spowodowało odsłonięcie ewaporatu, czyli powstanie *faculae* typu (d). Odpowiednie założenia parametrów w tym procesie mogą tłumaczyć powstanie *faculae* typu (d). Należy zauważyć, że uderzenie powinno rozproszyć również jasną materię. Inną hipotezę na temat powstawania *faculae* tego typu, wynikającą z modelu numerycznego, przedstawił Czechowski (2023, 2024), który uznał, że *faculae* (d) są wynikiem silnej separacji ziaren podczas formowania się kraterów uderzeniowych. Wyjaśnienie pochodzenia *faculae* na Ceres umożliwia lepsze zrozumienie podobnych struktur na innych ciałach niebieskich (np. Czechowski, 2023, 2024; Czechowski i in., 2023).

### WCZESNY MARS

Im dalej cofamy się w geologiczną przeszłość Ziemi, tym bardziej procesy kształtujące jej powierzchnię są przesłonięte przez późniejsze wydarzenia, co znacząco utrudnia rekonstrukcję ewolucji naszej planety. Z tego powodu do badań warunków powstania i wczesnej ewolucji Ziemi wykorzystujemy interpretacje danych z innych obiektów planetarnych Układu Słonecznego, a także meteorytów i komet. W tym rozdziale przedstawiamy polskie badania mające na celu pozyskanie takich danych porównawczych w ramach badań Marsa.

Historia geologiczna Marsa dzieli się na trzy formalne okresy: noach (ang. *Noachian*), hesper (ang. *Hesperian*) i amazon (ang. *Amazonian*; Scott, Carr, 1978), które poprzedza nieformalny prenoach (ang. *pre-Noachian*; zob. ryc. 5). Najmłodszy okres geologiczny Marsa (Hartman, Neukum, 2001), amazon, rozpoczął się w czasie trwania ziemskiego archaiku i większość wydarzeń geologicznych, których ślady badamy na Marsie, wydarzyło się podczas ziemskiego archaiku lub hadeiku (ryc. 5). Najstarszy okres marsjański, prenoach, odpowiada ziemskiemu hadeikowi. Nasza wiedza o procesach zachodzących na Ziemi podczas hadeiku opiera się jedynie na wynikach badań cyrkonów, co skutkuje bogactwem interpretacji i modeli, które często pozostają słabo udokumentowane. Na Marsie skały prenoachijskie są szeroko odsłonięte wzdłuż skarp, na przykład w Valles Marineris lub w wyrzuconym na powierzchnię materiale z kraterów uderzeniowych. Takie miejsca dają unikalne możliwości obserwacji skutków procesów geologicznych, które zachodziły w ekosferze Układu Słonecznego (np. Cockell i in., 2016) w czasie, który pozostaje w większości niedostępny dla badaczy Ziemi.

### Borealis – ogromne zdarzenie impaktowe

Hadeik był okresem licznych zdarzeń impaktowych na wewnętrznych planetach Układu Słonecznego. Wiemy, że wówczas uformował się Księżyc (wcześniej niż 4,35 mld lat; Nimmo i in., 2024). Naukowcy od dawna wysuwają hipotezy o gigantycznych uderzeniach w powierzchnię Marsa, próbując w ten sposób wyjaśnić powstanie dychotomii marsjańskiej skorupy. W ramach badań prowadzonych w Polsce są poszukiwane dowody na takie katastroficzne zdarze-

nie, które objęło całą Czerwoną Planetę i było podobne do zdarzenia odpowiadającego za uformowanie Księżyca. Jedną z tych prac koncentruje się na badaniu potencjalnego wpływu uderzenia w powierzchnię innego obiektu planetarnego w okresie prenoachijskim, gdy aktywne było marsjańskie dynamo, i efektów tego zdarzenia zapisanych w skałach skorupy marsjańskiej (Orlanducci i in., 2024).

Magnetometrię na pokładzie misji NASA: *Mars Global Surveyor* (MGS; 1997–2006) i *Mars Atmosphere and Volatile Evolution* (MAVEN; od 2014), jak również *MGS Electron Reflectometer* (1999–2006), umożliwiły dokładne zbadanie resztkowego pola magnetycznego skorupy marsjańskiej, które zostało skartowane przez Acuña i in. (1999), Connerney i in. (2005), Morschhauser i in. (2014), Langlais i in. (2019) oraz Mittelholz i Johnson (2022). Do namagnesowania skorupy może dojść jedynie w obecności pola magnetycznego pochodzenia wewnętrznego, które między ~4,5 a (co najmniej) 3,7 mld lat prawdopodobnie było generowane przez marsjańskie dynamo (Mittelholz i in., 2020). Jednakże rozkład i natężenie tego pola magnetycznego pozostają niewyjaśnione. Obecnie w CBK PAN jest testowana hipoteza, że powstało ono w odpowiedzi na zderzenie z planetozymalem, które ok. 4,5 mld lat uformowało gigantyczny basen Borealis.

Linijowe anomalie magnetyczne w skorupie marsjańskiej mogą powstawać w wyniku:

- 1) procesów poudzerzeniowych, w tym serpentynizacji i krystalizacji minerałów magnetycznych w procesach hydrotermalnych w szczelinach poudzerzeniowych (Quesnel i in., 2009; Chassefière i in., 2013; Bultel i in., 2025) lub
- 2) krystalizacji minerałów magnetycznych w dajkach wulkanicznych ochładzających się poniżej temperatury Curie.

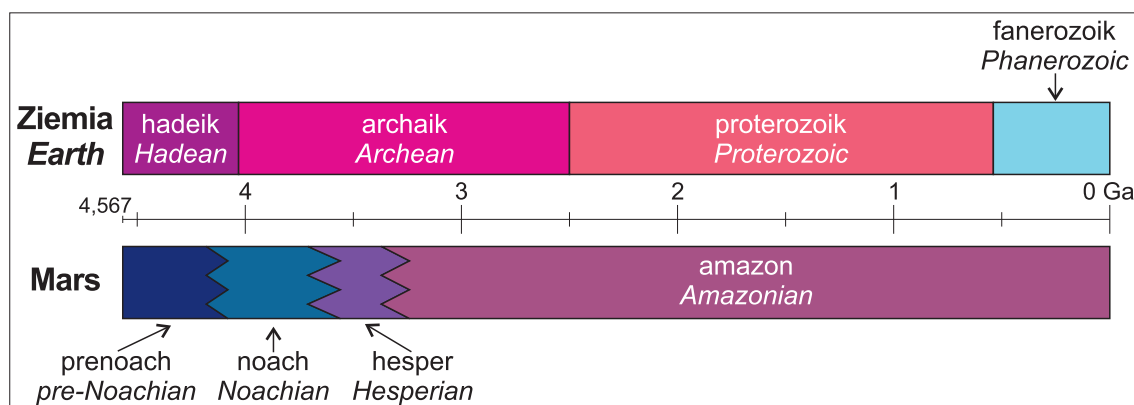
Mechanizmy te nie muszą się wzajemnie wykluczać. Dodatkowo zmiana pola magnetycznego skorupy marsjańskiej przez wodę w sieciach dolin noachijskich mogła zmodyfikować geometrię anomalii magnetycznych (Solomon i in., 2005). Pochodzenie niektórych anomalii magnetycznych skorupy marsjańskiej zostało również powiązane z konkretnymi formacjami wulkanicznymi (Langlais, Purucker, 2007; Lillis i in., 2008, 2015; Hood i in., 2010;

Milbury i in., 2012). Niemniej jednak większość wymienionych tu prac dotyczy zderzeń, których rozmiary są o rzędy wielkości mniejsze niż te charakteryzujące gigantyczne zderzenia.

Główne baseny uderzeniowe (Argyre, Hellas, Isidis i Utopia) zawierają obszary demagnetyzacji, prawdopodobnie z powodu zmian warunków środowiskowych, np. przekroczenia temperatury Curie w minerałach magnetycznych lub ekskawacji namagnesowanego materiału, co sugeruje złożoną interakcję zdarzeń geologicznych (Mittelholz, Johnson, 2022). Przeprowadzono analizę statystyczną orientacji anomalii magnetycznych w odniesieniu do środków tych basenów. Wynik tej analizy potwierdza wcześniej postulowaną lokalizację basenu Borealis oraz linii dychotomii skorupy Marsa (Wilhelms, Squyres, 1984; Andrews-Hanna i in., 2008). Sugeruje to namagnesowanie skał wzdłuż globalnego systemu spękań, w którym krążyłyby płyny hydrotermalne lub i magma (Orlanducci i in., 2024).

### Dowody na zdarzenie impaktowe na obszarze Borealis znalezione w Valles Marineris

Dowody na generowanie anomalii magnetycznych skorupy w odpowiedzi na zdarzenie impaktowe, które doprowadziło do powstania gigantycznego basenu uderzeniowego, są zgodne z wynikami przedstawionymi przez Gurgurewicz i in. (2022). Ustalono, że prawoskrętne megauskoki uformowały się w najgłębiej zerodowanych, północnych kanionach Valles Marineris, w odległej przeszłości geologicznej. Megauskoki znajdują się na obrzeżu basenu Borealis, zgodnie z jego definicją funkcjonującą w literaturze (np. Orlanducci i in., 2024). Megauskoki wykazują zgodność z krawędzią basenu Borealis, co potwierdza jego istnienie; ścinanie odpowiadałoby reaktywacji pierścienia uskoków normalnych podczas ekstensji i formowania się systemu rowów Valles Marineris. Zakładając poprawność tej hipotezy, należy przyjąć, że w pobliżu powinny się znajdować inne struktury otaczające basen, choć niewyeksponowane ze względu na brak innych okien erozyjnych. Dodatkowo i ujemne anomalie magnetyczne zmierzone we wschodniej części Valles Marineris wyka-



**Ryc. 5.** Główne jednostki geochronologiczne Ziemi (eony) i Marsa (okresy). Daty ziemskie według *Międzynarodowej tabeli chronostratygraficznej v 2024/12*. Dаты марса́нские границы pre-noach/noach за Frey (2006), pozostałe za Michael (2013). Ząbkowane linie oznaczają niepewność lub różne modele chronologiczne (zobacz pełną dyskusję np. w Hiesinger, Tanaka, 2020)

**Fig. 5.** Main geochronological units on Earth (eons) and Mars (periods). Terrestrial dates according to *International Chronostratigraphic Chart v 2024/12*. Martian dates for pre-Noachian/Noachian boundary after Frey (2006), others after Michael (2013). Zigzag lines represent uncertainties or different chronology models (see full discussion in, e.g., Hiesinger, Tanaka, 2020)

zują ten sam trend. Silne wstrzyknięcie wzdłuż struktur pierścieniowych w momencie formowania się basenu stopniowo się ochładzały, rejestrując zmiany pola magnetycznego. Niektóre z tych struktur zostały następnie reaktywowane w reżimie zrzutowo-przesuwczym, w polu naprężeń kontrolowanych przez rosnące wypiętrzenie Tharsis i zrąb tektoniczny narzucony przez linię przebiegu dychotomii skorupy (Gurgurewicz i in., 2022). Założono, że te zdarzenia miały miejsce na obszarze obecnego Valles Marineris przed otwarciem się rowów.

## NAJMŁODSZY WULKANIZM I TEKTONIKA NA MARSIE

Rozległe obszary Marsa zostały ukształtowane przez wulkanizm. Z tego względu badanie marsjańskich form terenu pochodzenia wulkanicznego jest istotne dla lepszego zrozumienia ewolucji planety. Procesy magmowe oddziałują na strukturę skorupy, deformując ją, i wpływają na rozmieszczenie naprężeń, dlatego analiza rozwoju form wulkanicznych w czasie i przestrzeni może dostarczyć nowych informacji na temat reżimu naprężeń w skorupie planety. Choć ślady aktywności wulkanicznej występują w różnych rejonach Marsa, przez większość historii planety koncentrowała się ona w dwóch głównych prowincjach – Tharsis i Elysium. Ta wyraźna koncentracja wulkanizmu najprawdopodobniej wiąże się z procesami zachodzącymi we wnętrzu planety i nadal pozostaje przedmiotem badań. Z tego powodu prowincje wulkaniczne Marsa stanowią dla naukowców wyjątkowe „laboratorium”, które wciąż dostarcza nowych danych będących podstawą odkryć.

### Wulkanizm prowincji Tharsis

Tharsis, największa wulkaniczna prowincja Marsa, zajmuje prawie jedną czwartą powierzchni planety i stanowi kluczowy obszar do badania jej ewolucji wulkanicznej. Aktywność wulkaniczna Tharsis z późnego, stosunkowo młodego okresu amazońskiego (<300 Ma) może być analizowana w skali regionalnej, jak również w szczegółowym ujęciu lokalnym. Takie komplementarne podejście badawcze pozwala uzyskać szczegółowy obraz historii ewolucji wulkanizmu. Prowincja Tharsis umożliwia również badanie starszych epizodów aktywności wulkanicznej w środkowym okresie amazońskim (ryc. 5), zachowanych lokalnie w postaci niewielkich form terenu, które nie zostały przykryte przez młodsze, rozległe potoki lawy.

Prowincja Tharsis oprócz dwunastu głównych wulkanów obejmuje rozległe pola wulkaniczne, w których znajdują się setki szczelin wulkanicznych, oraz wulkanów tarczowych, których geneza pozostawała niejasna (Bleacher i in., 2009; Richardson i in., 2021; Pieterek i in., 2022a). Regionalne badania kartograficzne, koncertujące się na ich rozmieszczeniu, oraz datowanie ich ostatniej aktywności metodą zliczeń kraterów uderzeniowych sugerują, że struktury te tworzą podprowincje, prawdopodobnie powiązane z systemami magmowymi sąsiednich głównych wulkanów. Czyni to te obszary szczególnie interesującymi z punktu widzenia przyszłych badań (Pieterek i in., 2022a).

Szczegółowe analizy regionów wulkanicznych ukazują czasoprzestrzenną i chemiczną ewolucję marsjańskich systemów magmowych. Obszar Tharsis, ukształtowany w późnym amazońskim, charakteryzuje się obecnością roz-

ległych potoków lawowych i wulkanów tarczowych powstałych w wyniku erupcji efuzywnych (Hauber i in., 2009, 2011; Tesson i in., 2020; Peters i in., 2021), natomiast niektóre wyżej położone tereny uniknęły powierzchniowej przebudowy i zachowały ślady starszych erupcji (Brož, Hauber, 2011). Brak dostatecznego wglądu w ewolucję wulkaniczną tych obszarów istotnie ograniczał wiedzę na temat obecności i roli wulkanizmu eksplozywnego w historii prowincji Tharsis.

Na dwóch polach wulkanicznych w pobliżu rejonów Ulysses Fossae i Noctis Fossae została zapisana obecność stromych stożków żuźlowych, które powstały w wyniku erupcji eksplozywnych (Brož, Hauber, 2012; Pieterek i in., 2022b). Ich wiek, obejmujący okres od środkowego (Ulysses Colles) do późnego okresu amazońskiego (Noctis Fossae), redefiniuje powszechny pogląd o globalnym przejściu od wulkanizmu eksplozywnego do efuzywnego ok. 3,5 Ga temu (Robbins i in., 2011) i sugeruje późniejszą aktywność eksplozywną, występującą lokalnie.

W południowej części Tharsis, w rejonie obszaru Claritas Fossae, wieku noachijskiego, znajduje się skupisko wydłużonych form wulkanicznych o stromych zboczach, którym nie towarzyszą potoki lawowe (Pieterek i in., 2024b). Te cechy sugerują wylewy lepkiej lawy ubogiej w substancje lotne. Dobrze zachowana morfologia tych form może wskazywać na młodszy wiek niż wynika to z analizy zależności strukturalnych między wulkanami a obszarem Claritas Fossae, który jest pokryty licznymi spękaniami i rowami tektonicznymi. Co więcej, niektóre z tych wulkanów wykazują obecność wyjątkowych nagromadzeń piroksenów o małej zawartości wapnia. Taki skład chemiczny piroksenów jest ogólnie uznawany za charakterystyczny dla obszarów utworzonych w okresie noachijskim, co wskazuje, że glin i wapń były w tamtym okresie prawdopodobnie niekompatybilne z wczesnymi stopami magmowymi pochodzącymi z płaszcza. Z tego względu skład chemiczny piroksenów i stosunkowo młody wiek wulkanów ujawniony w rejonie Claritas Fossae kontrastują z typowym składem piroksenów wysokowapniowych, który dominuje na większości młodych obszarów wulkanicznych Marsa (Pieterek i in., 2024b). Czyni to zatem obszar Claritas Fossae cennym miejscem do badań nad ewolucją wulkanizmu marsjańskiego.

Ciągły rozwój technik pozyskiwania danych z Marsa i rosnąca dostępność cyfrowych modeli wysokościowych pozwalają lepiej zrozumieć dynamikę erupcji efuzywno-eksplozywnych, których relacje pozostawały dotychczas słabo zbadane. Można to zaobserwować na przykładzie produktów erupcji szczelinowej zlokalizowanej na południe od wulkanu Pavonis Mons, które ujawniają zróżnicowanie morfologiczne (i prawdopodobnie także chemiczne) długotrwałego ( $\geq 9$  Ma) systemu magmowego. Jak pokazują wyniki najnowszych badań (Pieterek, Jones, 2023), w trakcie ewolucji systemu magmowego nastąpiła zmiana stylu erupcji – od wylewów lawy z wydłużonej szczeliny wulkanicznej (tzw. źródło liniowe) do skupionych w jednym miejscu (źródło punktowe). Badania późnoamazońskich systemów wulkanicznych z wykorzystaniem wysokiej rozdzielczości danych orbitalnych pozwoliły zidentyfikować również niezauważone wcześniej formy wulkaniczne powstałe w wyniku aktywności eksplozywnej, w tym osady proksymalne o stromych zboczach, zinterpretowane jako wały bryzgowe (Pieterek i in., 2024c) oraz osady piro-

klastyczne występujące wokół niektórych kominów i szczelin wulkanicznych Tharsis (Pieterrek, Jones, 2024). Odkrycia te znacząco pogłębiają naszą wiedzę na temat występowania i roli niskoenergetycznych erupcji eksplozywnych, a także podkreślają znaczenie kartowania czasoprzestrzennego o wysokiej rozdzielczości oraz potrzebę kompleksowych badań marsjańskich form terenu pochodzenia wulkanicznego.

### Aktywność tektoniczna prowincji Tharsis

Wyniki najnowszych badań sugerują, że w skorupie Marsa nadal mogą zachodzić procesy wulkaniczno-tektoniczne (Stähler i in., 2022; Lognonné i in., 2023). Przejawy tej aktywności powinny być zatem widoczne na obrazach satelitarnych o wysokiej rozdzielczości powierzchni planety.

Wydaje się, że jedno z centrów współczesnej aktywności endogenicznej jest przestrzennie związane z regionem Cerberus Fossae (Ceylan i in., 2023), który może się znajdować nad strefą aktywną magmowo (np. dajką; Rivas-Dorado i in., 2022). Jednak lokalizacja innych centrów aktywnych sejsmicznie nadal jest słabo określona ze względu na małe magnitudy rejestrowanych wstrząsów, duże odległości od epicentrów i szum tła (Stähler i in., 2024). Świeżo pojawiające się skarpy, które mogą wskazywać na stosunkowo młodą aktywność tektoniczną, zostały ostatnio odkryte w pobliżu Tharsis (np. w Valles Marineris; Kumar i in., 2019). Jednak zrozumienie historii Marsa wymaga dalszych, szczegółowych badań w różnych regionach planety.

Obszar Claritas Fossae zlokalizowany w południowej części Tharsis ma złożoną historię deformacji, obejmującą wiele następujących po sobie zdarzeń wulkaniczno-tektonicznych, co czyni je kluczowymi dla szczegółowej rekonstrukcji historii geologicznej tego regionu (Pieterrek i in., 2024a i cytowana tam literatura). W szczególności na głównej skarpie Claritas Rupes, oddzielającej wschodnie wyżyny Claritas Fossae od zachodnich nizin Thaumasia Graben, występują niewielkie skarpy o wyjątkowo dobrym stanie zachowania. Są one przestrzennie powiązane z głazami, które najprawdopodobniej migrowały w dół zbocza skarpy Claritas Rupes, a następnie gromadziły się wzdłuż skarpy skierowanych ku górze (Pieterrek i in., 2024a). Nienaruszona topografia tych skarpi i brak śladów erozji sugerują, że stanowią one powierzchniowe przejawy aktywności tektonicznej młodszej niż 1 Ma, związanej z głęboko zakorzenionymi deformacjami grawitacyjnymi zboczy, podobnymi do struktur obserwowanych w Valles Marineris (Mège, Bourgeois, 2011). Deformacje zidentyfikowane na skarpie Claritas Rupes mogły powstać w wyniku aktywności sejsmicznej związanej z osiadaniem w centrach depresji u podstawy Thaumasia Graben lub i reaktywacją uskoku normalno-przesuwczego tworzącego skarpe Claritas Rupes. Łącząc obserwacje teledetekcyjne dotyczące aktywności wulkanicznej i tektonicznej, można stwierdzić, że region Claritas Fossae doświadczył długotrwałych, wielokrotnych zdarzeń geologicznych i prawdopodobnie zachowuje ślady procesów neotektonicznych, które mogą być wciąż aktywne.

### PROCESY HYDROTERMALNE NA MARSIE

Aktywność hydrotermalna może tworzyć środowiska sprzyjające organizmom żywym. Środowiska te są zarówno stabilne w czasie, jak i chronione przed surowymi

warunkami atmosferycznymi (np. Westall i in., 2013). Mogło to dotyczyć całej historii Ziemi, gdyż aktywność biologiczną zidentyfikowano w najstarszych środowiskach hydrotermalnych naszej planety (Dodd i in., 2017). Znalaziono również dowody na aktywność hydrotermalną zarówno w starszych, jak i młodszych okresach geologicznych Marsa.

### Noachijska aktywność hydrotermalna w strefach ścinania Valles Marineris

Warunki deformacji umożliwiające rozwój strefy ścinania są ściśle powiązane ze składem mineralnym deformowanych skał. Metoda nieliniowego mieszania widm, oparta na algorytmie LinMin (Schmidt i in., 2014), została zastosowana do danych hiperspektralnych CRISM (*Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars*) obejmujących obszar strefy ścinania. Metodę zastosowano w trzech obszarach, w których zdeformowana skała podłoża jest dobrze odsłonięta. Wyniki pokazują, że zdeformowana skała jest maficzna i zawiera oliwiny, pirokseny i plagioklasy, współwystępujące z różnymi siarczanami. Zakładając, że proporcje minerałów pierwotnych uzyskane z analizowanych danych CRISM są reprezentatywne dla całej badanej wychodni, miałyby ona skład oliwinowego gabronorytu lub troktolitu (Gurgurewicz i in., 2022). Zespół minerałów pierwotnych znajdujących się w zdeformowanym podłożu wskazuje na pochodzenie magmowe. Obecność kapiapitu, jarosytu i szomolnokitu sugeruje przeobrażenia hydrotermalne siarczków, które wykrystalizowały w sieciach spękań w strefie ścinania. Anhydryt, zidentyfikowany w żyłach krateru Gale i zinterpretowany jako produkt wietrzenia skał bazaltowych (Rapin i in., 2019), alternatywnie może być pochodzenia pierwotnego i akumulować siarkę magmową przed rozpadem i uwolnieniem jej do hydrotermalnych siarczanów. Kizeryt może pochodzić z pobliskich osadów warstwowych (ang. *Internal Layered Deposits* – ILD), skąd został przetransportowany przez wiatr, albo jest obecny w niewielkich ostańcach ILD na dnie kanionów (Gurgurewicz i in., 2022).

### Hesperyjskie masywne złoża siarczkowe pochodzenia wulkanicznego

Siarczany powszechnie występują na powierzchni Marsa. Zawierają siarkę dostarczaną przez erupcje wulkaniczne (Bibring i in., 2005), a nagromadzenia siarczanów o największej miąższości, jakie dotychczas znaleziono na Marsie, są ILD. Zostały one zinterpretowane jako produkty czysto sedymentacyjne lub zwietrzałe produkty wulkaniczne.

Przeprowadzono nieliniowe mieszanie widm z użyciem danych CRISM zlokalizowanych w dolnej, masywnej części ILD w Ophir Chasma (Mège i in., 2024). Analiza wykazała najlepsze dopasowanie widma, gdy w mieszaninie były obecne minerały pierwotne skał magmowych (ortopiroksen, plagioklaz) i koquimbit, a także kizeryt i szomolnokit, które zidentyfikowano we wcześniejszych badaniach ILD (np. Bishop i in., 2009). Dowody geomorfologiczne wskazują, że minerały magmowe pochodzą ze źródła w obrębie ILD. Uzyskane wyniki sugerują, że na depozycję dolnej partii ILD wpłynęła syntektoniczna i synwulkaniczna aktywność obniżonego płaskowyżu Valles

Marineris w prowincji Tharsis i stan redoks znajdującego się tam morza. Pod względem geologicznym były to warunki podobne do formowania się masywnych siarczków pochodzenia wulkanicznego na Ziemi. Późniejsze ochłodzenie klimatu, prawdopodobnie związane ze słabnącą aktywnością Tharsis, doprowadziło do stopniowego zamarzania morza, co spowodowało dalsze zmiany w kwaśno-zimnym środowisku i wytrącanie się uwodnionych polisiarczanów, które tworzą górny, warstwowany składnik ILD. Obecna morfologię ILD ukształtowały: erozja do obecnie odsłoniętego poziomu dna doliny, spowodowana przez przemieszczanie się lodowca, oraz erozja eoliczna. Ustalono, że zespół osadów ILD powstał w wyniku wietrzenia produktów wulkanicznych *in situ*, zmian stanu *redoks* oraz wahań poziomu wody w ocieplającym się i ochładzającym morzu Valles Marineris.

### Amazońska listwanityzacja ultramaficznych law

Basen Ladon jest noachijską lub przednoachijską strukturą uderzeniową, która została znacznie zmodyfikowana przez późniejsze odprowadzanie ogromnych ilości wody z wyżyn marsjańskich na obszar nizin (Irwin, Grant, 2013). We współpracy z zespołem naukowym kamery CaSSIS misji TGO, wykorzystano jedno z pierwszych zdjęć Marsa uzyskane przez CaSSIS do zbadania wschodniej części basenu Ladon (Mège i in., 2023). Na powierzchni są widoczne ciemne płyty – potoki lawowe, wieku od hesperyjskich do amazońskich, które prawdopodobnie zostały wytłoczone z regionalnej sieci spękań. Analiza widm w bliskiej podczerwieni sugeruje, że potoki lawowe i ich podłoże mają skład ultramaficzny. Stratygraficznie poniżej potoków znajduje się żółtopomarańczowy poziom przeobrażonego materiału (ryc. 6). Jego charakterystyka spektralna wskazuje na serpentynizację leżących poniżej skał ultramaficznych. Poziom ten obejmuje setki strukturalnie kontrolowanych, wąskich grzbietów, które przypominają grzbiety listwanitu obserwowanego w ziemskich ofiolitach (Scharf i in., 2021). W przypadku Marsa, gdzie obecność ofiolitów jest mało prawdopodobna, konieczne jest zidentyfikowanie innych procesów listwanityzacji skał ultramaficznych. Serpentynizacja i listwanityzacja prawdopodobnie wynikają z efektu termicznego wywartego przez przepływy ultramaficznej lawy na leżącą poniżej hesperyjską warstwę wodonośną. We wschodniej części basenu Ladon mogą się znajdować grzbiety listwanitowe, po raz pierwszy opisane na Marsie (Mège i in., 2023).

### BADANIA ZIEMSKICH ANALOGÓW PLANETARNYCH

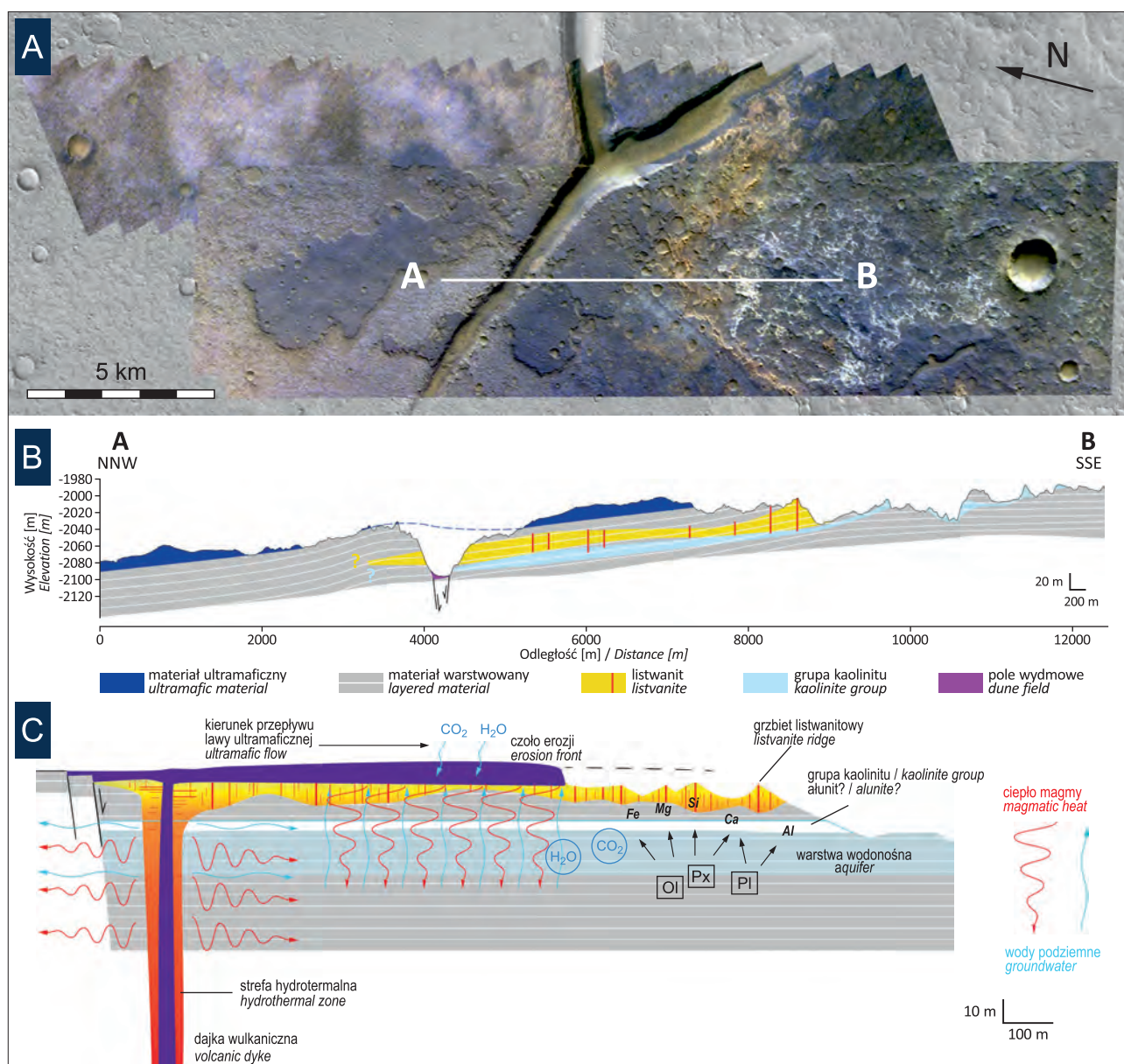
Niektóre formy terenu, procesy i rodzaje materii występujące na powierzchni obiektów planetarnych w Układzie Słonecznym mają swoje odpowiedniki w środowisku ziemskim. Takie analogie dają nam możliwość badania z bliska zjawisk obserwowanych za pomocą metod teledetekcji i lepszego ich zrozumienia. Badania te pozwalają również na porównanie zjawisk zachodzących pod wpływem podobnych procesów, ale w różnych środowiskach.

### Ziemskie analogi kraterów uderzeniowych na innych ciałach niebieskich

Krateru uderzeniowe powstają w wyniku zderzeń ciał niebieskich poruszających się z dużą prędkością. Jest to jeden z najważniejszych procesów geologicznych kształtujących powierzchnie ciał planetarnych w naszym Układzie Słonecznym i poza nim. Na Ziemi jest znanych tylko około 200 miejsc, w których doszło do takiej kosmicznej kolizji (Osiński i in., 2022), z czego większość z nich jest silnie zerodowana, np. Rochechouart we Francji (Lambert, 2010); pokryta grubą warstwą osadów – Chixulub w Meksyku (Gulick i in., 2019) lub wysoce niedostępna – Wabar w Arabii Saudyjskiej (Gnos i in., 2013) oraz Haughton w Kanadzie (Osinski i in., 2005). Jedynie około 20 kraterów na powierzchni Ziemi jest stosunkowo świeżych i dobrze zachowanych (Osiński i in., 2022), co czyni je szczególnie dobrymi analogami kraterów uderzeniowych widocznych na innych ciałach planetarnych. Na terenie Polski znajduje się jeden z tych rzadko spotykanych, młodych, dobrze zachowanych przypadków: krater Morasko pod Poznaniem (Szokaluk i in., 2019). Pokrzywnicki (1955) jako pierwszy, na podstawie morfologii tych zagłębień i występowania w ich pobliżu licznych meteorytów, które znajdowano w tym rejonie od 1914 r. (Muszyński i in., 2012), zasugerował, że są one kraterami uderzeniowymi. Jednak ze względu na złożoną historię glaciektoniczną tego obszaru impaktowa geneza kraterów Morasko nie była powszechnie akceptowana aż do końca XX w. (Karczewski, 1976; Stankowski, 2001, 2008, 2011).

Stanowisko Morasko składa się z siedmiu rozpoznanych kraterów uderzeniowych. Jest to unikalny obiekt, ponieważ znanych jest tylko sześć miejsc na Ziemi, w których wiele kraterów powstało w tym samym czasie. Nazywa się go obszarem rozrzutu kraterów (ang. *strewn field*) i jest on związany z rozpadem planetoidy podczas przejścia przez atmosferę. Największy krater na stanowisku Morasko ma 96 m średnicy i ok. 12 m głębokości, a najmniejszy ma ok. 30 m średnicy (Włodarski i in., 2017). Meteoryt Morasko należy do grupy żelaznych IAB (Muszyński i in., 2012). Przed wejściem w atmosferę ziemską impaktor ważył od 600 do 1100 ton (co odpowiada planetoidzie o średnicy do ~6 m), poruszał się z prędkością 16–18 km/s i uderzył pod kątem 30–40° (Bronikowska i in., 2017). Planetoida uderzyła w krawędź zdeformowanej tektonicznie moreny czołowej fazy poznańskiej (~18,5 ka, faza frankfurcka) ostatniego zlodowacenia. Na obszarze, gdzie uderzyła, pod kilkoma metrami gliny lodowcowej, pokrytej piaskami lodowcowymi i fluwioglacjalnymi, występują ily neogeńskie. Materiał wyrzucony w czasie impaktu (edżekta) rozciąga się na odległość około jednego promienia krateru od jego krawędzi (Szokaluk i in., 2019). Wiek struktur szacuje się na 3–6 ka, przy czym za najbardziej prawdopodobny przyjmuje się wiek ok. 5 ka (Szczuciński i in., 2016). W materiale wyrzuconym na niewielką odległość (*proximal ejecta*) z największego krateru Morasko znaleziono węgiel drzewny powstały podczas uderzenia (Łosiak i in., 2022). Materiał ten może być używany do:

- 1) rozpoznawania bardzo małych kraterów uderzeniowych;
- 2) datowania tych kraterów (np. Łosiak i in., 2016) oraz
- 3) analizy rozkładu energii w pobliżu tych kraterów.



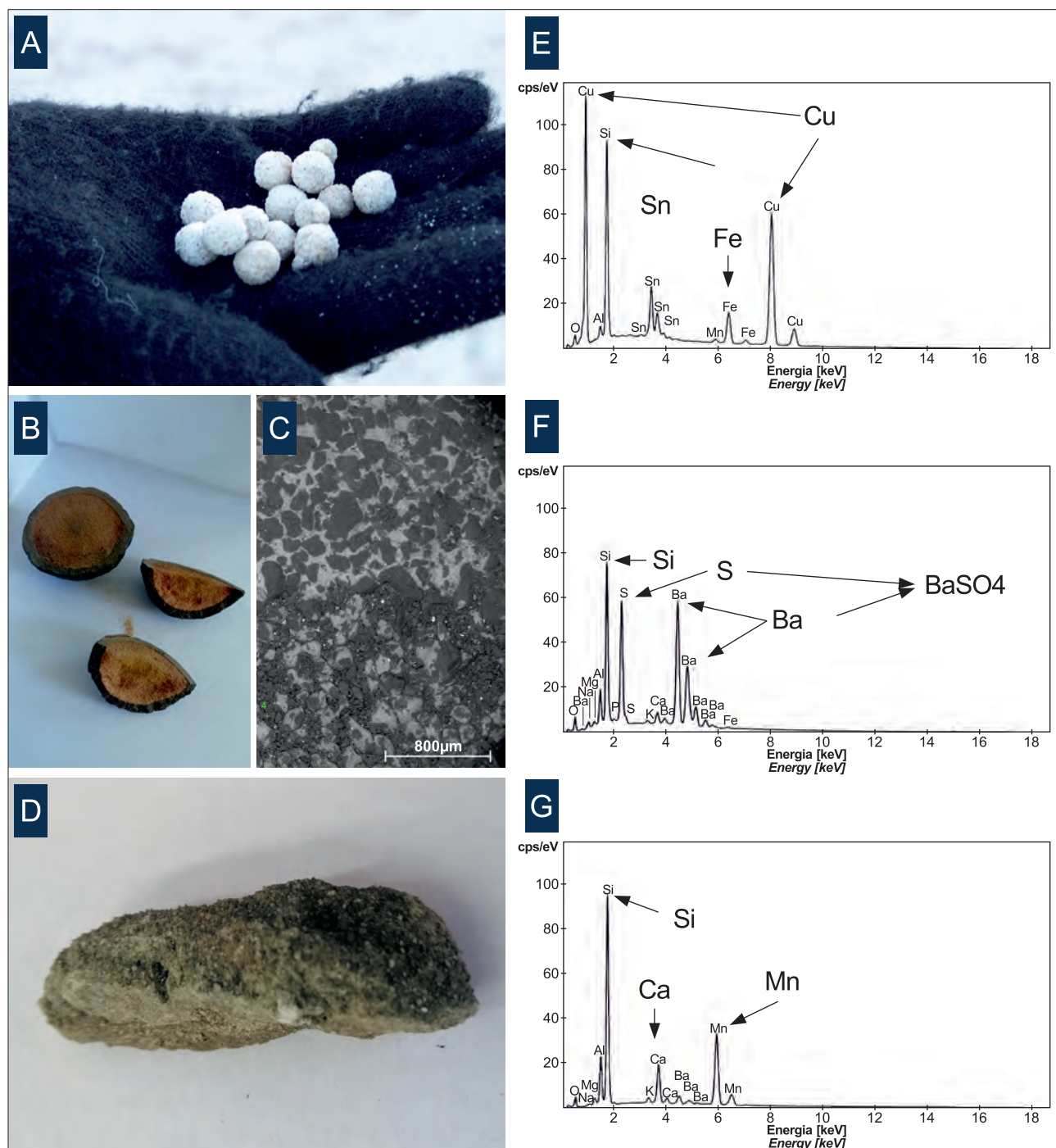
**Ryc. 6.** Basen Ladon – struktura uderzeniowa na Marsie: **A** – mozaika zdjęć z kamery CaSSIS (NIR-PAN-BLU) przedstawiająca obszar badań we wschodniej części basenu Ladon, ze strefą przeobrażonego materiału i rowem w kształcie litery Y, z zaznaczonym przebiegiem przekroju geologicznego; **B** – przekrój geologiczny wschodniej części basenu Ladon. Numeryczny model terenu wykonano z użyciem danych MRO/CTX. Skład mineralny na podstawie analizy danych MRO/CRISM; **C** – elementy wulkaniczno-hydrologicznego modelu wschodniej części basenu Ladon, z uwzględnieniem listwanityzacji. Zidentyfikowane minerały powstały wskutek przepływu ultramaficznej lawy. Gradient geotermiczny, który zwiększa się w górę, generuje wysokie ciśnienie w górnej części warstwy wodonośnej, co prowadzi do serpentynizacji i listwanityzacji (żółtopomarańczowy teren na zdjęciu CaSSIS). Na niższym poziomie, w niższej temperaturze i pod niższym ciśnieniem wody, w wyniku rozpuszczenia plagioklastu tworzą się minerały z grupy kaolinitu (biały teren). Żółtopomarańczowe i białe tereny są ekshumowane w wyniku erozji materiału ultramaficznego

**Fig. 6.** Ladon Basin – an impact structure on Mars: **A** – mosaic of CaSSIS images (NIR-PAN-BLU) showing the east Ladon study area, with an alteration zone and a Y-shaped graben pattern, and the line of the geological cross-section marked; **B** – geological cross-section of east Ladon. Digital terrain model using MRO/CTX data. Mineral composition based on MRO/CRISM data analysis; **C** – elements of the volcano-hydrological model of east Ladon, including listvanitization. The identified minerals were formed in response to the ultramafic flow. The geothermal gradient, which increases upwards, generates high pressure in the upper part of the aquifer, leading to serpentization and listvanitization (yellow-orange terrain on the CaSSIS image). At a lower level, at lower temperature and water pressure, kaolinite group minerals (white terrain) are formed as a result of plagioclase dissolution. Yellow-orange and white terrains are exhumed by erosion of ultramafic material

#### Analogi konkrecji sferycznych bogatych w hematyt

Na Marsie w obszarze Meridiani Planum odkryto konkrecje, zwane również sferulami (ryc. 3). Warunki ich sedimentacji są nadal nieznane (Potter i in., 2011), ale mogły one powstać w środowisku podobnym do tego, w którym wytworzyły się niektóre z ziemskich konkrecji.

Dlatego ważne jest, aby określić, które konkrecje ziemskie są odpowiednikami konkrecji marsjańskich i w jakich warunkach się uformowały. To wzbogaciłoby naszą wiedzę na temat warunków panujących na Marsie i byłoby ważnym głosem w dyskusji dotyczącej obecności wody w stanie ciekłym w historii Czerwonej Planety (Fan i in., 2010).



**Ryc. 7.** **A** – Konkrecje piaskowca kredowego formacji Dakota w stanie Utah; **B** – *Moqui Marbles*, hematytowo-getytowe piaskowcowe konkrecje formacji Navajo z południowo-wschodniego Utah; **C** – Gęsto upakowane, skonsolidowane ziarna kwarcu z mineralizacją zawierającą tlenki żelaza w konkrecji z Navajo. Elektronowy mikroskop skaningowy *Sigma VP Zeiss*; Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego; **D** – Fragment konkrecji z Rumuni, długość 10 cm; **E–G** – Dane z detektora EDS Bruker, X Flash 6I10; Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego; **E** – Wybrany pomiar konkrecji *Moqui Marbles* piaskowca formacji Navajo. Widoczna wysoka zawartość krzemu, miedzi, cyny i żelaza; **F** – Wybrany pomiar konkrecji piaskowca formacji Dakota. Widoczna wysoka zawartość krzemu, baru i siarki; **G** – Wybrany pomiar konkrecji rumuńskich. Widoczna wysoka zawartość krzemu, wapnia i manganu

**Fig. 7.** **A** – Cretaceous sandstone concretions of the Dakota Formation in Utah; **B** – *Moqui Marbles*, hematite-goethite sandstone concretions of the Navajo Formation of southeastern Utah; **C** – Densely packed, consolidated quartz grains in the Navajo concretion with mineralization containing iron oxides. Sigma VP Zeiss scanning electron microscope. Faculty of Geology, University of Warsaw; **D** – A fragment of a concretion from Romania, length 10 cm; **E–G** – Data from Bruker EDS detector, X Flash 6I10; University of Warsaw, Faculty of Geology; **E** – A selected measurement of the *Moqui Marbles* sandstone concretion of the Navajo Formation. High content of silicon, copper, tin and iron is visible; **F** – Selected measurement of the Dakota Formation sandstone concretion. High silicon, barium and sulfur content is visible; **G** – Selected measurement of Romanian concretions. High silicon, calcium and manganese content is visible

W pobliżu bazy *Mars Desert Research Station* w stanie Utah w USA można znaleźć konkrecje piaskowcowe w kredowej formacji Dakota (ryc. 7). Z kolei w formacji Navajo, przylegającej do formacji Dakota, są obecne konkrecje wczesnojurajskie. Konkrecje formacji Navajo krystalizowały w warstwach drobnego piaskowca i są pokryte grubą warstwą hematytu i innych związków żelaza (Zalewska, Czechowski, 2022). W miarę erozji piaskowców konkrecje wypadały z ich warstwy pod wpływem grawitacji. Wówczas na powierzchni tych konkrecji mogła zachodzić rekrytalizacja (Busigny, Dauphas, 2007; Potter, Chan, 2011). W wielu publikacjach naukowcy podkreślają, że konkrecje te powstały w obecności wody (m.in. Di Bella i in., 2021). Ich skład chemiczny jest dość złożony, ponieważ rozpuszczone w wodzie związki chemiczne, migrujące przez porowate piaskowce, powodują przeobrażenia tych formacji. Dochodzi do powtarzającej się mineralizacji i demineralizacji, a zatem skład chemiczny konkrecji w różnych regionach świata może się różnić pomimo podobnego mechanizmu ich powstawania (Mika i in., 2018; Di Bella i in., 2021; Ray i in., 2021).

Przeprowadzono badania porównawcze konkrecji z formacji Dakota (kreda), konkrecji formacji Navajo (jura) i rumuńskich trowantów (miocen–neogen). Pomiary wykonano za pomocą spektrometru rentgenowskiego z dyspersją energii (*Energy-Dispersive X-ray Spectroscopy*, EDS; Zalewska i in., 2023). Próbkę analizowano w całości. W wyniku analizy uzyskano szerokie spektrum pierwiastków wchodzących w skład minerałów obecnych w konkrecjach. Cechą wspólną tych konkrecji jest podobna mineralizacja siarczanowa i żelazowa. Konkrecje marsjańskie i badane konkrecje ziemskie prawdopodobnie powstały w podobnym środowisku i to woda jest ośrodkiem ich genezy (Fan i in., 2010; Potter i in., 2011).

Za pomocą mikroskopii elektronowej EDS znaleziono miedź w konkrecjach Navajo (ryc. 7). Konkrecje z mineralizacją miedziową (malachit, azuryt) znajdują się również w formacji Dakota (Mika i in., 2018). W rumuńskich trowantach możemy zauważyć, że cement pomiędzy ziarnami kwarcu to przede wszystkim minerały wapnia, a konsolidacja jest znacznie mniejsza niż w konkrecjach Utah. Wszystkie omawiane konkrecje zbadano również mikrosondą elektronową. W ten sposób oprócz podstawowych minerałów, takich jak skałen i kwarc, zidentyfikowano w próbkach siarczany: baryt i celestyn, co potwierdziło wyniki uzyskane za pomocą EDS. W konkrecjach rumuńskich stwierdzono również obecność ilmenitu i rutylu (źródła tytanu), a także apatytu i analcymu (Zalewska i in., 2023). Bogata mineralizacja tych marsjańskich analogów potwierdza pojawiające się w literaturze wzmianki o możliwym występowaniu takich minerałów na Marsie (Christensen i in., 2004). Jeśli konkrecje marsjańskie powstały w podobny sposób jak ziemskie, możliwe, że zawierają również miedź i inne metale, które mogą być przydatnymi surowcami mineralnymi na Marsie (Zalewska i in., 2023).

## WNIOSKI I PERSPEKTYWY

Misje kosmiczne są najważniejszym źródłem naszej wiedzy o ciałach niebieskich. Umożliwiają eksplorowanie nowych światów w sposób, który do niedawna był możliwy tylko na Ziemi. Polscy naukowcy mają ogromną szansę na dokonanie ważnych odkryć, które czekają na tych odległych obiektach.

Kolejna faza eksploracji kosmosu zakłada stałą obecność ludzi na Księżycu i poza nim. Będzie to możliwe tylko

wtedy, gdy będziemy zdolni do pozyskiwania jego zasobów *in situ*. Dlatego do dalszej eksploracji kosmosu konieczne jest badanie oddziaływań pomiędzy środowiskiem ciał niebieskich a obiektami antropogenicznymi. Przedstawione w niniejszej pracy badania ułatwiają zrozumienie ewolucji obiektów planetarnych i planowanie przyszłych misji kosmicznych. Przegląd polskich badań z zakresu planetologii, zaprezentowany w niniejszym artykule, wskazuje na ich interdyscyplinarność, komplementarność i umiędzynarodowienie oraz na światowy zasięg tych osiągnięć. Polska ma ogromny potencjał, aby stać się jednym z najważniejszych graczy w wyścigu planetarnym. Współpraca między środowiskiem akademickim a przemysłem kosmicznym odgrywa kluczową rolę w realizacji tego celu. Niniejsze podsumowanie może stanowić inspirację dla kolejnych pokoleń badaczy kosmosu i katalizować dalszy rozwój dziedzin STEM (ang. *Science, Technology, Engineering, and Mathematics*) w polskiej edukacji.

Badanie innych światów to przedsięwzięcie, które będzie miało ogromny wpływ na nasze życie i życie przyszłych pokoleń. Eksploracja kosmosu przeobrazi nie tylko inne światy, ale także i Ziemię oraz wpłynie nie tylko na tych, którzy wyruszą w kosmos, ale i też na tych, którzy pozostaną na Ziemi.

B. Pieterek był stypendystą programu START ufundowanego przez Fundację na rzecz Nauki Polskiej, a ponadto dziękuje Narodowemu Centrum Nauki za sfinansowanie projektu MARIVEL (grant nr 2024/53/B/ST10/00488). S. Poppe dziękuje za finansowanie projektu DAGGER przez Narodowe Centrum Nauki (grant nr 2023/49/B/ST10/02360). Praca N. Zalewskiej została wsparta grantem nr: 852-3-17-12 FBW ze środków statutowych CBK PAN. Specjalne podziękowania dla Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego za pomiary EDS i pomiary mikrosondą oraz dla Ewy Borowskiej za udostępnienie do badań próbek konkrecji z Rumunii. A. Łosiak otrzymała grant Narodowego Centrum Nauki 2020/39/D/ST10/02675. Badania dotyczące tektoniki obszaru Valles Marineris oraz anomalii magnetycznych Marsa były finansowane ze środków projektu EXOMHYDR, realizowanego w ramach programu TEAM Fundacji na rzecz Nauki Polskiej, współfinansowanego przez Unię Europejską w ramach Europejskiego Funduszu Rozwoju Regionalnego, oraz przez Narodowe Centrum Nauki (grant nr 2021/43/O/ST10/01726). P. Czerniec był stypendystą ze środków Politechniki Warszawskiej w ramach Programu Inicjatywa Doskonałości – Uczelnia Badawcza (IDUB). Prace zespołu z Uniwersytetu Jagiellońskiego były finansowane z budżetu Priorytetowego Obszaru Badawczego Anthropocene w ramach Programu Inicjatywa Doskonałości – Uczelnia Badawcza (IDUB) na Uniwersytecie Jagiellońskim.

## LITERATURA

- ACUÑA M.H., CONNERNEY J.E.P., NESS N.F., LIN R.P., MITCHELL D., CARLSON C.W., MCFADDEN J., ANDERSON K.A., REME H., MAZELLE C., VIGNES D., WASILEWSKI P., CLOUTIER P. 1999 – Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER experiment. *Science*, 284: 790–793.
- ANDREWS-HANNA J.C., ZUBER M.T., BANERDT W.B. 2008 – The Borealis basin and the origin of the Martian crustal dichotomy. *Nature*, 453: 1212–1215.
- AOKI S., MÈGE D., VANDAELE A.C., DAERDEN F., VILLANUEVA G.L., LIUZZI G., THOMAS I.R., ERWIN J.T., TROMPET L., ROBERT S., NEARY L. i inni 2019 – Water vapor profiles on Mars in dust storms observed by TGO/NOMAD. *Journal of Geophysical Research*, 124: 3482–3497.
- BENKHOFF J., MURAKAMI G., BAUMJOHANN W., BESSE S., BUNCE E., CASALE M., CREMOSESE G., GLASSMEIER K.H., HAYAKAWA H., HEYNER D., HIESINGER H., HUOVELIN J., HUSSMANN H., IAFOLLA V., IESS L., KASABA Y., KOBAYASHI M., MILILLO A., MITROFANOV I.G., MONTAGNON E., NOVARA M., ORSINI S., QUEMERAIS E., REININGHAUS U., SAITO Y., SANTOLI F., STRAMACCIONI D., SUTHERLAND O., THOMAS N.,

- YOSHIKAWA I., ZENDER J. 2021 – BepiColombo – Mission Overview and Science Goals. *Space Science Reviews*, 217, 90.
- BIBRING J.-P., LANGEVIN Y., GENDRIN A., GONDET B., POULET F., BERTHÉ M., SOUFFLOT A., ARVIDSON R., MANGOLD N., MUSTARD J., DROSSART P., OMEGA TEAM 2005 – Mars surface diversity as revealed by the OMEGA/Mars Express observations. *Science*, 307: 1576–1581.
- BISHOP J.L., PARENTE M., WEITZ C.M., NOE DOBREA E.Z., ROACH L.H., MURCHIE S.L., MCGUIRE P.C., MCKEOWN N.K., ROSSI C.M., BROWN A.J., CALVIN W.M., MILLIKEN R., MUSTARD J.F. 2009 – Mineralogy of Juventae Chasma: Sulfates in the light-toned mounds, mafic minerals in the bedrock, and hydrated silica and hydroxylated ferric sulfate on the plateau. *Journal of Geophysical Research*, 114, E00D09.
- BLEACHER J.E., GLAZE L.S., GREELEY R., HAUBER E., BALOGA S.M., SAKIMOTO S.E.H., WILLIAMS D.A., GLOTCH T.D. 2009 – Spatial and alignment analyses for a field of small volcanic vents south of Pavonis Mons and implications for the Tharsis province, Mars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185: 96–102.
- BLECKA M.I. 1999 – A study of the influence of the surface emittance and extinction by dust on Martian spectra. *Advances in Space Research*, 23: 1613–1622.
- BLECKA M.I., ERARD S. 2004 – Numerical simulation of the visible and near infrared radiance of Mars: effects of atmospheric scattering. *Advances in Space Research*, 34: 1683–1689.
- BLECKA M.I. 2024 – Possible influence of Martian surface mineralogy on the detectability of atmospheric trace gases – mid-infrared simulation results. *Planetary and Space Science*, 249, 105877.
- BRONIKOWSKA M., ARTEMIEVA N.A., WUENNEMANN K. 2017 – Reconstruction of the Morasko meteoroid impact – Insight from numerical modeling. *Meteoritics & Planetary Science*, 52: 1704–1721.
- BROŽ P., HAUBER E. 2011 – Windows of old fractured crust and associated volcanism in Tharsis, Mars. *European Planetary Science Congress*, abstr. EPSC-DPS2011-742-1.
- BROŽ P., HAUBER E. 2012 – A unique volcanic field in Tharsis, Mars: Pyroclastic cones as evidence for explosive eruptions. *Icarus*, 218: 88–99.
- BROŽ P., POPPE S., SOFGE K., STÁREK M., GOMES R., BOHÁČEK, P., KERESZTURI A., LOSIAK A., SAURO F., HAUBER E., DIVOKÝ M., TROJÁNEK P., PISAŘÍK M., KOHOUT T., HARGITAI H., BOHOVIC R., VIRU J., PAJUSALU M., CARRER L., BRUZZONE L., PEACE J., ISLAM Q.S., HALAPUU P., POZZOBON R. 2025 – LUnar Geology Orbiter concept to study lunar Irregular Mare Patches and lava tubes from orbit. *Acta Astronautica*, 234: 154–174.
- BUTTEL B., WIECZOREK M., MITTELHOLZ A., JOHNSON C.L., GATTACCECA J., FORTIER V., LANGLAIS B. 2025 – Aqueous Alteration as an Origin of Martian Magnetization. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 130, e2023JE008111.
- BUSIGNY V., DAUPHAS N. 2007 – Tracing paleofluid circulations using iron isotopes: A study of hematite and goethite concretions from the Navajo Sandstone (Utah, USA). *Earth and Planetary Science Letters*, 254: 272–287.
- CASTALDO L., MÈGE D., GURGUREWICZ J., OROSEI R., ALBERTI G. 2017 – Global permittivity mapping of the Martian surface using SHARAD. *Earth and Planetary Science Letters*, 462: 55–65.
- CEYLAN S., GIARDINI D., CLINTON J.F., KIM D., KHAN A., STÄHLER S.C., ZENHÄUSERN G., LOGNONNÉ P., BANERDT W.B. 2023 – Mapping the seismicity of Mars with InSight. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 128, e2023JE007826.
- CHASSEFIÈRE E., LANGLAIS B., QUESNEL Y., LEBLANC F. 2013 – The fate of early Mars' lost water: The role of serpentinization. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118: 1123–1134.
- CHOJNACKI M., BURR D.M., MOERSCH J.E., MICHAELS T.I. 2011 – Orbital observations of contemporary dune activity in Endeavor crater, Meridiani Planum, Mars. *Journal of Geophysical Research*, 116: E00F19.
- CHOROMAŃSKI K., KOZAKIEWICZ J., SOBUCKI M., PILARSKA-MAZUREK M., OLSZEWSKI R. 2022 – Multisource classification of Meridiani Planum's aeolian landscape using HiRISE and Opportunity images analysis based on deep learning. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 15: 9963–9975.
- CHRISTENSEN P.R., WYATT M.B., GLOTCH T.D., ROGERS A.D., ANWAR S., ARVIDSON R.E., BANDFIELD J.L., BLANEY D.L., BUDNEY C., CALVIN W.M., FALLACARO A., FERGASON R.L., GORELICK N., GRAFF T.G., HAMILTON V.E., HAYES A.G., JOHNSON J.R., KNUDSON A.T., MCSWEEN H.Y., MEHALL G.L., MEHALL L.K., MOERSCH J.E., MORRIS R.V., SMITH M.D., SQUYRES S.W., RUFF S.W., WOLFF M.J. 2004 – Mineralogy at Meridiani Planum from the Mini-TES Experiment on the Opportunity Rover. *Science*, 306: 1733–1739.
- COCKELL C.S., BUSH T., BRYCE C., DIREITO S., FOX-POWELL M., HARRISON J.P., LAMMER H., LANDENMARK H., MARTIN-TORRES J., NICHOLSON N., NOACK L., O'MALLEY-JAMES J., PAYLER S.J., RUSHBY A., SAMUELS T., SCHWENDNER P., WADSWORTH J., ZORZANO M.P. 2016 – Habitability: a review. *Astrobiology*, 16: 89–117.
- CONNERNEY J.E.P., ACUÑA M.H., NESS N.F., KLETETSCHKA G., MITCHELL D.L., LIN R.P., REME H. 2005 – Tectonic implications of Mars crustal magnetism. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102: 14970–14975.
- CZECHOWSKI L. 2023 – Origin of the Bright Ejecta (Faculae) on Ceres. 55<sup>th</sup> Annual Meeting of the Division for Planetary Sciences, Bulletin of the American Astronomical Society, 55, abstr. 8.
- CZECHOWSKI L. 2024 – Numerical model of formation of ejecta faculae on Ceres. *Artificial Satellites*, 59: 103–116.
- CZECHOWSKI L., ZALEWSKA N., ZAMBROWSKA A., CIAŻELA M., WITEK P., KOTLARZ J. 2023 – The formation of cone chains in the Chryse Planitia region on Mars and the thermodynamic aspects of this process. *Icarus*, 393: 115473.
- DAY M., DORN T. 2019 – Wind in Jezero crater, Mars. *Geophysical Research Letters*, 46: 3099–3107.
- DAY M., REBOLLEDO L. 2019 – Intermittency in wind-driven surface alteration on Mars interpreted from wind streaks and measurements by InSight. *Geophysical Research Letters*, 46: 12747–12755.
- DI BELLA M., PIRAJNO F., SABATINO G., QUARTIERI S., BARBIERI R., CAVALAZZI B., FERRETTI A., DANOVARO R., ROMEO T., ANDALORO F., ESPOSITO V., SCOTTI G., TRIPODO A., ITALIANO F. 2021 – Rolling ironstones from Earth and Mars: Terrestrial hydrothermal ooids as a potential analogue of Martian spherules. *Minerals*, 11, 460.
- DINEGA S., KRESLAVSKY M., RADEBAUGH J., SILVESTRO S., TELFER M., TIRSCH D. 2017 – Our evolving understanding of aeolian bedforms, based on observation of dunes on different worlds. *Aeolian Research*, 26: 5–27.
- DODD M.S., PAPINEAU D., GRENNÉ T., SLACK J.F., RITTNER M., PIRAJNO F., O'NEIL J., LITTLE D.T.S. 2017 – Evidence for early life in Earth's oldest hydrothermal vent precipitates. *Nature*, 543: 60–64.
- EUROPEAN Space Agency 2022 – Terrae Novae 2030+ Strategy Roadmap. ESA Unclassified: 25.
- EUROPEAN Space Agency 2024 – LightShip-1 Passenger S/C “SpotLight”. Measurement Definition Team, Final Report: 44.
- FAN CH., XIE H., SCHULZE-MAKUCH D., ACKLEY S. 2010 – A formation mechanism for hematite-rich spherules on Mars. *Planetary and Space Science*, 58: 401–410.
- FENTON L.K., MICHAELS T.I., CHOJNACKI M. 2015 – Late Amazonian aeolian features, gradation, wind regimes, and sediment state in the vicinity of the Mars Exploration Rover Opportunity, Meridiani Planum, Mars. *Aeolian Research*, 16: 75–99.
- FONTI S., JUREWICZ A., BLANCO A., BLECKA M.I., OROFINO V. 2001 – Presence and detection of carbonates on the Martian surface. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106: 27815–27822.
- FORMISANO V., ANGRILLI F., ARNOLD G., ATREYA S., BIANCHINI G., BIONDI D., BLANCO A., BLECKA M.I., CORADINI A., COLANGELI L., EKONOMOV A., ESPOSITO F., FONTI S., GIURANNA M., GRASSI D., GNEDYKH V., GRIGORIEV A., HANSEN G., HIRSH H., KHATUNTSEV I., KISELEV A., IGNATIEV N., JUREWICZ A., LELLOUCH E., LOPEZ MORENO J., MARTEN A., MATTANA A., MATURILLI A., MENCARELLI E., MICHALSKA M., MOROZ V., MOSKIN B., NESPOLI F., NIKOLSKY Y., ORFEI R., ORLEANSKI P., OROFINO V., PALOMBA E., PATSAEV D., PICCIONI G., RATAJ M., RODRIGO R., RODRIGUEZ J., ROSSI M., SAGGIN B., TITOV D., ZASOVA L. 2005 – The Planetary Fourier Spectrometer (PFS) onboard the European Mars Express mission. *Planetary and Space Science*, 53: 963–974.
- FREY H.V. 2006 – Impact constraints on, and a chronology for, major events in early Mars history. *Journal of Geophysical Research*, 111, E08S91.
- GELLERT R. 2019 – MER APXS Derived Oxide Data Bundle. PDS Geosciences (GEO) Node; <http://dx.doi.org/10.17189/1518973>
- GNOS E., HOFMANN B.A., HALAWANI M.A., TARABULSI Y., HAKEEM M., AL SHANTI M., GREBER N.D., HOLM S., ALW-MARK C., GREENWOOD R.C., RAMSEYER K. 2013 – The Wabar impact craters, Saudi Arabia, revisited. *Meteoritics & Planetary Science*, 48: 2000–2014.
- GOLOMBEK M., ROBINSON K., MCEWEN A., BRIDGES N., IVANOV B., TORNABENE L., SULLIVAN R. 2010 – Constraints on ripple migration at Meridiani Planum from Opportunity and HiRISE observations. *Journal of Geophysical Research*, 115, E00F08.
- GREELEY R., IVERSEN J.D. 1985 – Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus, and Titan. Cambridge University Press, New York.
- GREELEY R., ARVIDSON R.E., BARLETT P.W., BLANEY D., CABROL N.A., CHRISTENSEN P.R., FERGASON R.L., GOLOMBEK M.P., LANDIS G.A., LEMMON M.T., MCLENNAN S.M., MAKI J.N., MICHAELS T., MOERSCH J.E., NEAKRASE L.D.V.,

- RAFKIN S.C.R., RICHTER L., SQUYRES S.W., DE SOUZA P.A. JR., SULLIVAN R.J., THOMPSON S.D., WHELLEY P.L. 2006 – Gusev crater: Wind-related features and processes observed by the Mars Exploration Rover Spirit. *Journal of Geophysical Research*, 111, E02S09.
- GRIMA C., MOUGINOT J., KOFMAN W., HÉRIQUE A., BECK P. 2022 – The basal detectability of an ice-covered Mars by MARSIS. *Geophysical Research Letters*, 49, e2021GL096518.
- GULICK S.P.S., BRALOWER T.J., ORMÖ J., HALL J.B., GRICE K., SCHAEFER B., LYONS S., FREEMAN K.H., MORGAN J.V., ARTEMIEVA N., uczestnicy Expedition 364 i inni 2019 – The first day of the Cenozoic. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 116: 19342–19351.
- GURGUREWICZ J. 2005 – Petrography and structures of Noctis Labyrinthus (Valles Marineris, Mars) – preliminary results. *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne Prace Specjalne*, 26: 169–172.
- GURGUREWICZ J. 2009 – Mineralogy of Noctis Labyrinthus on the basis of OMEGA/MEx and PFS/MEx data. *XL Lunar and Planetary Science Conference*, abstr. 1576.
- GURGUREWICZ J., SKOCKI K. 2006 – Mineralogy of Noctis Labyrinthus (Valles Marineris, Mars) on the basis of spectrometric and imaging data. *Mineralogia Polonica Special Papers*, 29: 131–134.
- GURGUREWICZ J., MÈGE D., SCHMIDT F., DOUTÉ S., LANGLAIS B. 2022 – Megashears and hydrothermalism at the Martian crustal dichotomy in Valles Marineris. *Communications Earth & Environment*, 3: 159.
- HARTMAN W.K., NEUKUM K. 2001 – Cratering chronology and the evolution of Mars. *Space Science Reviews*, 96: 165–194.
- HAUBER E., BLEACHER J., GWINNER K., WILLIAMS D., GREELEY R. 2009 – The topography and morphology of low shields and associated landforms of plains volcanism in the Tharsis region of Mars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185: 69–95.
- HAUBER E., BROŽ P., JAGERT F., JODŁOWSKI P., PLATZ T. 2011 – Very recent and wide-spread basaltic volcanism on Mars. *Geophysical Research Letters*, 38, L10201.
- HIESINGER H., TANAKA K. 2020 – The planetary time scale. [W:] *Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (red.), Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, Amsterdam: 443–480.
- HOLOHAN E.P., POPPE S., DELCAMP A., BYRNE P.K., WALTER T.R., VAN WYK DE VRIES B., KERVYN M. 2023 – Transition from volcano-sagging to volcano-spreading. *Earth and Planetary Science Letters*, 604, 118012.
- HOOD L.L., HARRISON K.P., LANGLAIS B., LILLIS R.J., POULET F., WILLIAMS D.A. 2010 – Magnetic anomalies near Apollinaris Patera and the Medusae Fossae Formation in Lucus Planum, Mars. *Icarus*, 208: 118–131.
- INTERNATIONAL Astronomical Union 2006 – Definition of a Planet in the Solar System. Resolution B5.
- IRWIN R.P. III, GRANT J.A. 2013 – Geologic map of MTM -15027, -20027, -25027, and -25032 Quadrangles, Margaritifer Terra region of Mars. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map*, 3209: 1–11.
- KARCZEWSKI A. 1976 – Morphology and lithology of closed depression area located on the northern slope of Morasko Hill near Poznań. [W:] *Hurnik H. (red.), Meteorite Morasko and the region of its fall*. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Poznań: 7–20.
- KOZAKIEWICZ J. 2018 – Image analysis algorithm for detection and measurement of Martian sand grains. *Earth Science Informatics*, 11: 257–272.
- KOZAKIEWICZ J., KUŁAK A., MŁYNARCZYK J. 2015 – Analytical modeling of Schumann resonance and ELF propagation parameters on Mars with a multi-layered ground. *Planetary and Space Sciences*, 117: 127–137.
- KOZAKIEWICZ J., KUŁAK A., KUBISZ J., ZIĘTARA K. 2016 – Extremely low frequency electromagnetic investigation on Mars. *Earth Moon Planets*, 117: 1–17.
- KOZAKIEWICZ J., KANIA M., SALATA D., NOWAK L. 2023 – Sands on Meridiani Planum, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 128, e2023JE007804.
- KOZAKIEWICZ J., DŁUŻEWSKI M., ROTNICKA J., SOBUCKI M., MICHAELS T., PILARSKA-MAZUREK M., KRZEMIEŃ K., NOWAK L., OLSZEWSKI R., FRODYMA N., PODBIELSKA A., CHOROMAŃSKI K. 2024 – Coarse-grained ripples investigated by the Opportunity rover on Meridiani Planum, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 129, e2023JE008225.
- KOZAKIEWICZ J., MAJ D., MOL S., SOBUCKI M., MICHAELS T., FRODYMA N. 2025 – Seasonality of aeolian landforms on Meridiani Planum, Mars. *Icarus*, 425, 116325.
- KRESLAWSKY M.A., HEAD J.W. 2024 – “Spiders” on the Moon: Morphological evidence for geologically recent regolith drainage into subsurface voids. *The Planetary Science Journal*, 5, 97.
- KULAK A., MŁYNARCZYK J., KOZAKIEWICZ J. 2013 – An analytical model of ELF radiowave propagation in ground-ionosphere waveguides with a multilayer ground. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 61: 4803–4809.
- KUMAR S.P., KRISHNA N., PRASANNA LAKSHMI K.J., RA-GHUKANTH S.T.G., DHABU A., PLATZ T. 2019 – Recent seismicity in Valles Marineris, Mars: Insights from young faults, landslides, boulder falls and possible mud volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 505: 51–64.
- LAMBERT P. 2010 – Target and impact deposits at Rochechouart impact structure, France. [W:] *Gibson R.L., Reimold W.U. (red.), Geological Society of America Special Paper 465*. Geological Society of America, Boulder: 509–541.
- LANGLAIS B., PURUCKER M.E. 2007 – A polar magnetic paleopole associated with Apollinaris Patera. *Planetary and Space Science*, 55: 270–279.
- LANGLAIS B., THÉBAULT E., HOULIEZ A., PURUCKER M.E., LILLIS R.J. 2019 – A new model of the crustal magnetic field of Mars using MGS and MAVEN. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124: 1542–1569.
- LAPOTRE M.G.A., EWING R.C., WEITZ C.M., LEWIS K.W., LAMB M.P., EHLMANN B.L., RUBIN D.M. 2018 – Morphologic diversity of Martian ripples: Implications for large-ripple formation. *Geophysical Research Letters*, 45: 10229–10239.
- LECAVELIER DES ETANGS A., LISSAUER J.J. 2022 – The IAU working definition of an exoplanet. *New Astronomy Reviews*, 94, 101666.
- LEMMON M.T., SMITH M.D., VIUDEZ-MOREIRAS D., DE LA TORRE-JUAAREZ M., VICENTE-RETORTILLO A., MUNGUIRA A., SANCHEZ-LAVEGA A., HUESO R., MARTINEZ G., CHIDE B., SULLIVAN R., TOLEDO D., TAMPARI L., BERTRAND T., BELL J.F. III, NEWMAN C., BANFIELD D., RODRIGUEZ-MANFREDI J.A., MAKI J.N., APESTIGUE V. 2022 – Dust, sand, and winds within an active Martian storm in Jezero crater. *Geophysical Research Letters*, 49, e2022GL100126.
- LILLIS R.J., FREY H.V., MANGA M., MITCHELL D.L., LIN R.P., ACUÑA M.H., BOUGHER S.W. 2008 – An improved crustal magnetic field map of Mars from electron reflectometry: Highland volcano magmatic history and the end of the Martian dynamo. *Icarus*, 194: 575–596.
- LILLIS R.J., DUFEK J., KIEFER W.S., BLACK B.A., MANGA M., RICHARDSON J.A., BLEACHER J.E. 2015 – The Syrtis Major volcano, Mars: A multidisciplinary approach to interpreting its magmatic evolution and structural development. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 120: 1476–1496.
- LINEWEAVER C., NORMAN M.D. 2010 – The potato radius: a lower minimum size for dwarf planets. *ArXiv*, 1004.1091.
- LIUZZI G., VILLANUEVA G.L., VISCARDY S., MÈGE D., CRISMANI M.M.J., AOKI S., GURGUREWICZ J., TESSON P.A., MUMMA M.J., SMITH M.D., FAGGI S., KOFMAN V., KNUTSEN E., DAERDEN F., NEARY L., SCHMIDT F., TROMPET L., ERWIN J.T., ROBERT S., THOMAS I.R., RISTIC B., BELLUCCI G., LOPEZ-MORENO J.J., PATEL M.R., VANDAELE A.C. 2021 – Probing the atmospheric Cl isotopic ratio on Mars: Implications for planetary evolution and atmospheric chemistry. *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL092650.
- LOGNONNÉ P., BANERDT W.B., CLINTON J., GARCIA R.F., GIARDINI D., KNAPMEYER-ENDRUN B., PANNING M., PIKE W.T. 2023 – Mars seismology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 51: 643–670.
- ŁOSIAK A., WILD E.M., HUBER M.S., WIŚNIEWSKI T., PAAVEL K., JÖELEHT A., VÄLJA R., PLADO J., KRIŠKA A., WILK J., ZANETTI M., GEPPERT W.D., KULKOV A., STEIER P., PIRKOVIC I. 2016 – Dating Kaali Crater (Estonia) based on charcoal emplaced within proximal ejecta blanket. *Meteoritics & Planetary Science*, 51: 681–695.
- ŁOSIAK A., BELCHER C.M., PLADO J., JÖELEHT A., HERD C.D.K., KOFMAN R.S., SZOKALUK M., SZCZUCIŃSKI W., MUSZYŃSKI A., WILD E.M., BAKER S.J. 2022 – Small impact cratering processes produce distinctive charcoal assemblages. *Geology*, 50: 1276–1280.
- MÈGE D., BOURGEOIS O. 2011 – Equatorial glaciations on Mars revealed by gravitational collapse of Valles Marineris wallslopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 310: 182–191.
- MÈGE D., GURGUREWICZ J., GRYGORCZUK J., WIŚNIEWSKI Ł., THORNELL G. 2016 – The Highland Terrain Hopper (HOPTER): Concept and use cases of a new locomotion system for the exploration of low gravity Solar System bodies. *Acta Astronautica*, 121: 200–220.
- MÈGE D., ESPURT N., DOUTÉ S. 2022 – Sainte-Victoire from the Provence fold-and-thrust belt to Paul Cézanne, AOP and wrinkle ridges. *Field Guidebook, CaSSIS in Cassis Science Team Meeting*, 18 October 2022: 45.
- MÈGE D., GURGUREWICZ J., MASSIRONI M., POZZOBON R., TOGNON G., PAJOLA M., TORNABENE L.L., LUCCHETTI A., BASCHETTI B., DAVIS J., HAUBER E., DE TOFFOLI B., DOUTÉ S., KESZTHELYI L., MARINANGELI L., PERRY J., POMMEROL A., POMPILIO L., ROSSI A.P., SEELOS F., SAURO G., ZIETHE R., CREMONESE G., THOMAS N. 2023 – Hydrothermal alteration of

- ultramafic rocks in Ladon basin, Mars – Insights from CaSSIS, HiRISE, CRISM and CTX. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 128, e2022JE007223.
- MÈGE D., TESSON P.A., GURGUREWICZ J., TROKHIMOVSKIY A., KORABEV O., OLSEN K.S., FEDOROVA A., GUERLET S., TAYSUM B., LUGININ M., MONTMESSIN F., LEFÈVRE F., VLASOV P., GRIGORIEV A., ALDAY J., BELYAEV D., IGNATIEV N., PATRAKEEV A., KOKONKOV N., IVANOV Y., POMMEROL A., CREMONESE G., THOMAS N. 2025 – Seeking patterns of HCl seepage inferred from ACS occultations on CaSSIS images in the Alba Mons – Scandia Colles area. *CaSSIS in Dunes STM, Abu Dhabi*, abstr. 2025-01-27.
- MICHAEL G.G. 2013 – Planetary surface dating from crater size-frequency distribution measurements: Multiple resurfacing episodes and differential isochron fitting. *Icarus*, 226: 885–890.
- MIKA K., CHAN M., PETERSEN E. 2018 – Azurite and malachite concretions along the Lisbon Valley fault in the Cretaceous Dakota Sandstone, southeast, Utah. *Geofluids of Utah*, 47: 197–219.
- MITTELHOLZ A.M., JOHNSON C.L. 2022 – The Martian crustal magnetic field. *Frontiers in Astronomy and Space Sciences*, 9, 895362.
- MITTELHOLZ A., JOHNSON C.L., FEINBERG J.M., LANGLAIS B., PHILLIPS R.J. 2020 – Timing of the Martian dynamo: New constraints for a core field 4.5 and 3.7 Ga ago. *Science Advances*, 6, eaba0513.
- MORAND A., POPPE S., HARNETT C., CORNILLON A., HEAP M., MÈGE D. 2024 – Fracturing and dome-shaped surface displacements above laccolith intrusions: Insights from Discrete Element Method modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 129, e2023JB027423.
- MORSCHHAUSER A., LESUR V., GROTT M. 2014 – A spherical harmonic model of the lithospheric magnetic field of Mars. *Journal of Geophysical Research Planets*, 119: 1162–1188.
- MUSZYŃSKI A., KRYZA R., KARWOWSKI Ł., PILSKI A.S., MUSZYŃSKA J. (red.) 2012 – Morasko. Największy deszcz meteorytów żelaznych w Europie środkowej (Morasko). The largest iron meteorite shower in central Europe). Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 111.
- NEESERMANN A., VAN GASSELT S., SCHMEDEMANN N., MARCHI S., WALTER S.H.G., PREUSKER F., MICHAEL G.G., KNEISSL T., HIESINGER H., JAUMANN R., ROATSCH T., RAYMOND C.A., RUSSELL C.T. 2019 – The various ages of Occator crater, Ceres: Results of a comprehensive synthesis approach. *Icarus*, 320: 60–82.
- NIMMO F., KLEINE T., MORBIDELLI A. 2024 – Tidally driven remelting around 4.35 billion years ago indicates the Moon is old. *Nature*, 636: 598–602.
- ORGEL C., HAUBER E., VAN GASSELT S., REISS D., JOHNSON A., RAMSDALE J., SMITH I., SWIRAD Z., SÉJOURNÉ A., BALME M., CONWAY S., COSTARD F., EKE V., GALLAGHER C., KERESZTURI A., LOSIAK A., MASSEY R., PLATZ T., SKINNER, JR. J., TEODORO L.F., WILSON J. 2019 – Gridmapping the Northern Plains of Mars: A New Overview of Recent Water- and Ice-Related Landforms in Acidalia Planitia. *Journal of Geophysical Research – Planets*, 124: 454–482.
- ORLANDUCCI C., MÈGE D., LANGLAIS B., MITTELHOLZ A., GURGUREWICZ J., DYMENT J., POPPE S., QUESNEL Y. 2024 – A possible giant impact as source of the Martian magnetic anomalies? Tenth International Conference on Mars, Pasadena, abstr. 3090.
- OROSEI R., JORDAN L., MORGAN D.D., CARTACCI M., CICCETTI A., DURU F., GURNETT D.A., HEGGY E., KIRCHNER D.L., NOSCHESSE R., KOFMAN W., MASDEA A., PLAUT J.J., SEU R., WATTERS T.R., PICARDI G. 2015 – Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionospheric Sounding (MARSIS) after nine years of operation: a summary. *Planetary and Space Sciences*, 112: 98–114.
- OSINSKI G.R., SPRAY J.G., LEE P. 2005 – Impactites of the Haughton impact structure, Devon Island, Canadian High Arctic. *Meteoritics & Planetary Science*, 40: 1789–1812.
- OSINSKI G., GRIEVE R.A.F., FERRIERE L., LOSIAK A., PICKERSGILL A.E., CAVOSIE A.J., HIBBARD S.M., HILL P.A.J., BERMUDEZ J.J., MARION C.L., NEWMAN J.D., SIMPSON S.L. 2022 – Impact Earth: a review of the terrestrial impact record, *Earth-Science Reviews*, 232: 104–112.
- PALOMBA E., LONGOBARDO A., DE SANCTIS M.C., STEIN N.T., EHLMANN B., GALIANO A., RAPONI A., CIARNIELLO M., AMMANNITO E., CLOUTIS E., CARROZZO F.G., CAPRIA M.T., STEPHAN K., ZAMBON F., TOSI F., RAYMOND C.A., RUSSELL C.T. 2019 – Compositional differences among Bright Spots on the Ceres surface. *Icarus*, 320: 202–212.
- PETERS S.L., CHRISTENSEN P.R., CLARKE A.B. 2021 – Lava flow eruption conditions in the Tharsis volcanic province on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 126, e2020JE006791.
- PIETEREK B., JONES T.J. 2023 – The evolution of Martian fissure eruptions and their plumbing systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 621, 118382.
- PIETEREK B., JONES T.J. 2024 – Mildly explosive eruptions at Martian low-shield volcanoes. *Communications Earth & Environment*, 5: 542.
- PIETEREK B., CIAŻELA J., LAGAIN A., CIAŻELA M. 2022a – Late Amazonian dike-fed distributed volcanism in the Tharsis volcanic province on Mars. *Icarus*, 386, 115151.
- PIETEREK B., LABAN M., CIAŻELA J., MUSZYŃSKI A. 2022b – Explosive volcanism in Noctis Fossae on Mars. *Icarus*, 375, 114851.
- PIETEREK B., BROŻ P., HAUBER E. 2024a – Recent faulting at the Claritas Rupes scarp on Mars. *Icarus*, 420, 116198.
- PIETEREK B., BROŻ P., HAUBER E., STEPHAN K. 2024b – Insight from the Noachian-aged fractured crust to the volcanic evolution of Mars: A case study from the Thaumasia graben and Claritas Fossae. *Icarus*, 407, 115770.
- PIETEREK B., JONES T.J., WILSON L. 2024c – The morphology of Martian volcanic ramparts and their use in determining vent-proximal eruption dynamics. *Journal of Geophysical Research Planets*, 129, e2023JE008233.
- POKRZYWNICKI J. 1955 – O niektórych mało znanych polskich meteoritach. *Acta Geologica Polonica*, 5: 427–438.
- POMMEROL A., THOMAS A., ALMEIDA M., READ M., BECERRA P., CESAR C., VALANTINAS A., SIMIONI E., MCEWEN A.S., PERRY J., MARRINERI C., MUNARETTO G., PAJOLA M., TORNABENE L., MÈGE D., DA DEPO V., RE C., CREMONESE G. 2022 – In-flight radiometric calibration of the ExoMars TGO Colour and Stereo Surface Imaging System. *Planetary and Space Sciences*, 223, 105580.
- POPPE S., GILCHRIST Y., BREARD E., GRAETTINGER A., PANSINO S. 2022 – Analog experiments in volcanology: Towards multimethod, upscaled and integrated models. *Bulletin of Volcanology*, 84, 52.
- POPPE S., CORNILLON A., MORAND A., HARNETT C. 2024a – Gravity affects magma-induced deformation and dynamic fracturing: Comparing laccoliths on the Moon, Mars, and Earth. *EarthArXiv*, preprint: X5042J.
- POPPE S., WAUTHIER C., FONTIJN K. 2024b – Inversions of surface displacements in scaled experiments of analog magma intrusion. *Geophysical Research Letters*, 51, e2023GL106805.
- POTTER S., CHAN M.A. 2011 – Joint controlled fluid flow patterns and iron mass transfer in Jurassic Navajo Sandstone, Southern Utah, USA. *Geofluids*, 11: 184–198.
- POTTER S., CHAN M.A., PETERSEN E.U., DYAR M.D., SKLUTE E. 2011 – Characterization of Navajo Sandstone concretions: Mars comparison and criteria for distinguishing diagenetic origins. *Earth and Planetary Science Letters*, 301: 444–456.
- QIAO L., HEAD J., LING Z., WILSON L. 2020 – Lunar irregular mare patches: classification, characteristics, geologic settings, updated catalogue, origin, and outstanding questions, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 125 (7), e2019JE006362.
- QUESNEL Y., SOTIN Ch., LANGLAIS B., COSTIN S., MANDEA M., GOTTSCHALK M., DYMENT J. 2009 – The lithospheric magnetic field of Mars: Constraints from magnetic anomalies. *Earth and Planetary Science Letters*, 277: 184–193.
- RAFKIN S., MICHAELS T. 2019 – The Mars Regional Atmospheric Modeling System (MRAMS): Current status and future directions. *Atmosphere*, 10, 747.
- RAMSDALE J.D., BALME M.R., CONWAY S.J., GALLAGHER C., VAN GASSELT S.A., HAUBER E., ORGEL C., SÉJOURNÉ A., SKINNER J.A., COSTARD F., JOHNSON A., LOSIAK A., REISS D., SWIRAD Z.M., KERESZTURI A., SMITH I., PLATZ T. 2017 – Grid-based mapping: a method for rapidly determining the spatial distributions of small features over very large areas. *Planetary and Space Science* 140: 49–61.
- RAMSDALE J., BALME M., GALLAGHER C., CONWAY S., SMITH I., HAUBER E., ORGEL C., SÉJOURNÉ A., COSTARD F., EKE V., VAN GASSELT S., JOHNSON A., KERESZTURI A., LOSIAK A., MASSEY R., PLATZ T., REISS D., SWIRAD Z., TEODORO L.F., WILSON J. 2019 – Gridmapping the northern plains of Mars Geomorphological, Radar and Water-Equivalent Hydrogen results from Arcadia Planitia suggest possible fluvial and volcanic systems overlain by a ubiquitous and heavily degraded ice-rich latitude-dependent mantle. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124: 504–527.
- RAPONI A., DESANCTIS M.C., CARROZZO F.G., CIARNIELLO M., CASTILLO-ROGEZ J.C., AMMANNITO E., FRIGIERI A., LONGOBARDO A., PALOMBA E., TOSI F., ZAMBON F., RAYMOND C.A., RUSSELL C.T. 2019 – Mineralogy of Occator crater on Ceres and insight into its evolution from the properties of carbonates, phyllosilicates, and chlorides. *Icarus*, 320: 83–96.
- RAPIN W., EHLMANN B.L., DROMART G., SCHIEBER J., THOMAS N.H., FISCHER W.W., FOX V.K., STEIN N.T., NACHON M., CLARK B.C., KAH L.C., THOMPSON L., MEYER H.A., GABRIEL T.S.J., HARDGROVE C., MANGOLD N., RIVERA-HERNANDEZ F., WIENS R.C., VASAVADA A.R. 2019 – An interval of high salinity in ancient Gale crater lake on Mars. *Nature Geoscience*, 12: 889–895.
- RAY D., SHUKLA A.D., BHATTACHARYA S., GUPTA S., JHA P., CHANDRA U. 2021 – Hematite concretions from the Late Jurassic

- Jhuran sandstone, Kutch, western India: Implications for sedimentary diagenesis and origin of “blueberries” on Mars. *Planetary and Space Science*, 197, 105163.
- RE C., FENNEMA A., SIMIONI E., SUTTON S., MÈGE D., GWINNER K., JÓZEFOWICZ M., MUNARETTO G., PETRELLA A., POMMEROL A., CREMONESE G., THOMAS N. 2022 – CaSSIS-based stereo products for Mars after three years in orbit. *Planetary and Space Science*, 219, 105515.
- RICHARDSON J.A., WILSON J.A., CONNOR C.B., BLEACHER J.E., KIYOSUGI K. 2017 – Recurrence rate and magma effusion rate for the latest volcanism on Arsia Mons, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 458, 170–178.
- RICHARDSON J.A., BLEACHER J.E., CONNOR C.B., GLAZE L.S. 2021 – Small volcanic vents of the Tharsis volcanic province, Mars. *Journal of Geophysical Research Planets*, 126, e2020JE006620.
- RIVAS-DORADO S., RUÍZ J., ROMEO I. 2022 – Giant dikes and dike-induced seismicity in a weak crust underneath Cerberus Fossae, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 594, 117692.
- ROBBINS S.J., DI ACHILLE G., HYNEK B.M. 2011 – The volcanic history of Mars: High-resolution crater-based studies of the calderas of 20 volcanoes. *Icarus*, 211, 1179–1203.
- SCHARF A., MATTERN F., AL-WARDI M., FRIJIA G., MORAETIS D., PRACEJUS B., BAUER W., CALLEGARI I. 2021 – The Geology and Tectonics of the Jabal Akhdar and Saih Hatat Domes, Oman Mountains. *Geological Society London Memoirs*, 54: 1–124.
- SCHMIDT F., LEGENDRE M., LE MOUÉLIC S. 2014 – Minerals detection for hyperspectral images using adapted linear unmixing: LinMin. *Icarus*, 237, 61–74.
- SCHULTZ P.H., STALD M.I., PIETERS C.M. 2006 – Lunar activity from recent gas release. *Nature*, 444, 184–186.
- SCOTT D.H., CARR M.H. 1978 – Geologic map of Mars, IMAP 1083, U.S. Geological Survey.
- SCULLY J.E.C., SCHENK P.M., CASTILLO-ROGEZ J.C., BUCZKOWSKI D.L., WILLIAMS D.A., PASCKERT J.H., DUARTE K.D., ROMERO V.N., QUICK L.C., SORI M.M., LANDIS M.E., RAYMOND C.A., NEESERMANN A., SCHMIDT B.E., SIZE-MORE H.G., RUSSELL C.T. 2020 – The varied sources of faculae-forming brines in Ceres’ Occator crater emplaced via hydrothermal brine effusion observations. *Nature Communications*, 11, 3680.
- SÉJOURNE A., COSTARD F., SWIRAD Z., LOSIAK A., BOULEY S., SMITH I., BALME M., ORGEL C., RAMSDALE J., HAUBER E., CONWAY S., VAN GASSELT S., REISS D., JOHNSON A., GALLAGHER C., SKINNER J. JR., KERESZTURI A., PLATZ T. 2019 – Grid-mapping the northern plains of Mars: using morphotype and distribution of ice-related landforms to understand multiple ice-rich deposits in Utopia Planitia. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124, 483–503.
- SOARE R.J., KARGEL J.S., OSINSKI G.R., COSTARD F. 2007 – Thermokarst processes and the origin of crater-rim gullies in Utopia and western Elysium Planitia. *Icarus*, 191, 95–112.
- SOLOMON S.C., AHARONSON O., AURNOU J.M., BANERDT W.B., CARR M.H., DOMBARD A.J., FREY H.V., GOLOMBEK M.P., HAUCK S.A. II, HEAD J.W. III, JAKOSKY B.M., JOHNSON C.L., MCGOVERN P.J., NEUMANN G.A., PHILLIPS R.J., SMITH D.E., ZUBER M.T. 2005 – New perspectives on ancient Mars. *Science*, 307, 1214–1220.
- SQUYRES S.W., KNOLL A.H. 2005 – Sedimentary rocks at Meridiani Planum: Origin, diagenesis, and implications for life on Mars, Earth and STANKOWSKI W. 2001 – The geology and morphology of the natural reserve “Meteorit Morasko.” *Planetary and Space Science*, 49: 749–753.
- STANKOWSKI W. 2008 – Meteorit Morasko. *Osobliwość obszaru Poznań (Morasko meteorite. A curiosity of the Poznań region)*. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Poznań: 94.
- STANKOWSKI W. 2011 – Rezerwat Meteorit Morasko – Morfogeneza kosmiczna zagłębień terenu. *Landform Analysis*, 16: 149–154. *Planetary Science Letters*, 240: 1–10.
- STÄHLER S.C., MITTELHOLZ A., PERRIN C., KAWAMURA T., KIM D., KNAPMEYER M., ZENHÄUSERN G., CLINTON J., GIARDINI D., LOGNONNÉ P., BANERDT W.B. 2022 – Tectonics of Cerberus Fossae unveiled by marsquakes. *Nature Astronomy*, 6, 1376–1386.
- STÄHLER S.C., DAHMEN S., ZENHÄUSERN G., CEYLAN S., CLINTON J., DURAN C., HORLESTON A., KAWAMURA T., KIM D., GIARDINI D., LOGNONNÉ P., MITTELHOLZ A. 2024 – One model to rule them all: Making sense of Marsquake types and distances. 55<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference, abstr. 2641.
- STEIN N., EHLMANN B.L., PALOMBA E., DE SANCTIS M.C., NATHUES A., HIESINGER H., AMMANNITO E., RAYMOND C.A., JAUMANN R., LONGOBARDO A., RUSSELL C.T. 2019 – The formation and evolution of bright spots on Ceres. *Icarus*, 320, 188–201.
- STERN S.A., LEVISON H.F. 2002 – Regarding the criteria for planet-hood and proposed planetary classification schemes. *Highlights of Astronomy*, 12: 205–213.
- SULLIVAN R., ARVIDSON R., BELL III J., GELLERT R., GOLOMBEK M., GREELEY R., HERKENHOFF K., JOHNSON J., THOMPSON S., WHELLEY P., WRAY J. 2008 – Wind-driven particle mobility on Mars: Insights from Mars Exploration Rover observations at “El Dorado” and surroundings at Gusev Crater. *Journal of Geophysical Research*, 113, E06S07.
- SZCZUCINSKI W., SZOKALUK M., BRONIKOWSKA M., JAGODZINSKI R., MUSZYNSKI A., WUENNEMANN K. 2016 – Identification and dating of small impact crater ejecta deposits, case of Morasko craters, Poland. *Proceedings of 32<sup>nd</sup> IAS International Meeting of Sedimentology*, 23–25 May 2016, Marrakesh, Morocco (abstract).
- SZOKALUK M., JAGODZINSKI R., MUSZYNSKI A., SZCZUCINSKI W. 2019 – Geology of the Morasko craters, Poznań, Poland – Small impact craters in unconsolidated sediments, *Meteoritics & Planetary Science*, 54: 1478–1494.
- TANAKA K.L., SKINNER J.A. JR., DOHM J.M., IRWIN R.P. III, KOLB E.J., FORTEZZO C.M., PLATZ T., MICHAEL G.G., HARE T.M. 2014 – Geologic map of Mars: Scale 1:20,000,000. U.S. Geological Survey’s Scientific Investigations Map series, 3292: 1–43.
- TESSON P., MÈGE D., LAGAIN A., GURGUREWICZ J. 2020 – Late Amazonian lateral lava flows coeval with caldera eruptions at Arsia Mons. *Eurolplanet Science Congress*, abstr. EPSC2020-710.
- THOMAS N., CREMONESE G., ZIETHE R., GERBER M., BRANDLI M., BRUNO G., ERISMANN M., GAMBICORTI L., GERBER T., GHOSE K. i inni 2017 – The colour and stereo surface imaging system (CaSSIS) for the ExoMars trace gas orbiter. *Space Science Review*, 212: 1897–1944.
- THOMSON B.J., HEAD J.W. 2001 – Utopia Basin, Mars: Characterization of topography and morphology and assessment of the origin and evolution of basin internal structure. *Journal of Geophysical Research*, 106: 23209–23230.
- VANNIER H., HORGAN B., STOPAR J.D., HENDERSON M. 2024 – Constraining formation hypotheses for irregular mare patches on the Moon with orbital reflectance spectra. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 129, e2023JE008108.
- VILLANUEVA G.L., LIUZZI G., CRISMANI M.M.J., AOKI S., VANDAELE A.C., DAERDEN F., SMITH M.D., MUMMA M.J., KNUTSEN E.W., NEARY L., VISCARDY S., THOMAS I.R., LOPEZ-VALVERDE M.A., RISTIC B., PATEL M.R., HOLMES J.A., BELLUCCI G., LOPEZ-MORENO J.J., NOMAD TEAM 2021 – Water heavily fractionated as it ascends on Mars as revealed by ExoMars/NOMAD. *Science Advances*, 7, eabc8843.
- WEITZ C.M., SULLIVAN R.J., LAPOTRE M.G.A., ROWLAND S.K., GRANT J.A., BAKER M., YINGST R.A. 2018 – Sand grain sizes and shapes in eolian bedforms at Gale crater, Mars. *Geophysical Research Letters*, 45: 9471–9479.
- WESTALL F., LOIZEAU D., FOUCHER F., BOST N., BERTRAND M., VAGO J., KMINEK G. 2013 – Habitability on Mars from a microbial point of view. *Astrobiology*, 13: 887–897.
- WILHELMS D.E., SQUYRES S.W. 1984 – The Martian hemispheric dichotomy may be due to a giant impact. *Nature*, 309: 138–140.
- WIŚNIEWSKI Ł., GRYGORCZUK J., ZAJKO P., PRZERWA M., WASILEWSKI G., GURGUREWICZ J., MÈGE D. 2021 – Energy dissipation during surface interaction of underactuated robot for planetary exploration. *Energies*, 14: 4282.
- WŁODARSKI W., PAPIS J., SZCZUCINSKI W. 2017 – Geomorphology of the Morasko crater field (western Poland): Influences of pre-impact glacial landforms, meteoroid impact processes and post-impact alterations. *Geomorphology*, 295: 586–597.
- WOLKENBERG P., GIURANNA M., GRASSI D., ARONICA A., AOKI S., SCACCABAROZZI D., SAGGIN B. 2018 – Characterization of dust activity on Mars from MY27 to MY32 by PFS-MEx observations. *Icarus*, 310: 32–47.
- WRIGHT V., MORZFELD M., MANGA M. 2024 – Liquid water in the Martian mid-crust. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 121, e2409983121.
- YIZHAQ H., KATRA I. 2015 – Longevity of aeolian megaripples. *Earth and Planetary Science Letters*, 422: 28–32.
- ZALEWSKA N. 2013 – Hellas Planitia as a potential site of sedimentary minerals. *Planetary and Space Science*, 78: 25–32.
- ZALEWSKA N., CZECHOWSKI L. 2022 – Some remarks about Martian “blueberries” and spherical concretion from Utah. *Eurolplanet Science Congress*, abstr. EPSC2022-737.
- ZALEWSKA N., CZECHOWSKI L., BOROWSKA E. 2023 – X-ray measurements of terrestrial concretions as analogues of Martian concretions “blueberries” from Meridiani Planum. 54<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference, abstr. 2932.

Praca wpłynęła do redakcji 21.05.2025 r.  
Akceptowano do druku 20.10.2025 r.