

Die Erforschung der Oberfläche des Mondes blieb lange Zeit Astronomen mit lichtstarken Teleskopen vorbehalten (Abb. 1). Die Apollo-Missionen haben den Begleiter der Erde den Geowissenschaften erschlossen und damit ganz entscheidend dazu beigetragen, Morphologie, physikalische Eigenschaften, chemisch-mineralogische Zusammensetzung und Alter der Oberfläche des Mondes zu bestimmen und seine Geschichte besser zu verstehen.

Dieser Artikel gibt einen Überblick darüber, was wir dank Apollo über die Mondoberfläche gelernt haben und welche wichtigen Fragen der Mondforschung nach Apollo noch offen geblieben sind. Viele dieser Fragen sind noch heute ungeklärt – andere konnten mittlerweile mit Hilfe neuer Auswertetechniken und neuer Daten beantwortet werden. Tatsächlich haben die Raumsonden Galileo, Clementine und Lunar Prospector viele neue Fragen aufgeworfen, die zukünftige Mondmissionen und Mondforscher lösen müssen.

Morphologie und Kartographie

Schon vor dem Zeitalter der Mondflüge waren Größe des Mondes und Details seiner Oberflächenmorphologie grob bekannt. Sternbedeckungen durch den Mond während seines Umlaufs um die Erde kann man nutzen, um die Größe des Erdtrabanten und die Topographie entlang des Randes der Mondscheibe zu ermitteln. Schattenwurfmessungen ermöglichten es, die Höhen von Kraterrändern und Zentralbergen recht genau zu bestimmen. Während der Apollo-Missionen konnten erstmalig direkte und genaue Messungen der Topographie vor Ort durchgeführt werden.

So kamen an Bord der Apollo-Kapseln langwellige Radargeräte und Laser zum Einsatz, die eine Anzahl von Höhenprofilen im Bereich des Äquators lieferten. Mit Hilfe von Stereobildern der Apollo-Bordkameras konnten obendrein Höhenkarten für einige äquatornahe Gebiete erstellt werden. Bezeichnend in diesem Zusammenhang ist, daß es Kartographen erst heute möglich ist, aus diesen Stereobildern geometrisch präzise digitale Geländemodelle zu erstellen. Dazu werden die als Photos vorliegenden Apollo-Aufnahmen mühselig digitalisiert und mit Methoden der »digitalen Photogrammetrie« am Computer ausgewertet.

Eine systematischere Höhenkartierung der gesamten Mondoberfläche gelang erst mit Hilfe von Daten der Raumsonde Clementine, die im Gegensatz zu den Apollo-Kapseln den Erdtrabanten in einem polaren Orbit umkreiste und aus niedriger Umlaufbahn (Perizentrum etwa 400 km) fast

Von den Apollo-Landungen bis heute

Was wir über die Mondoberfläche gelernt haben

Von Jürgen Oberst, Ralf Jaumann und Harald Hoffmann

Erstmal nach der Landung der Apollo-Astronauten auf dem Mond konnten die vielfältigen Methoden der Geowissenschaften auf einen anderen Himmelskörper angewandt werden. Hier und in weiteren Beiträgen werden die Ergebnisse dieser stillen Revolution beschrieben.



Abb. 1: Die Mondvorderseite in einer Teleskopaufnahme des Lick-Observatoriums. Die dunklen lavagefüllten Einschlagsbecken heben sich deutlich vom helleren Hochland ab. Der auffällige Strahlenkrater im Süden ist Tycho. (NASA/RPIF/DLR)

den gesamten Mond beobachten konnte. Lidar (light detection and ranging), ein Laser, lieferte 72 500 Höhenmeßpunkte, die sich über die gesamte Oberfläche (ausgenommen polare Gebiete nördlich und südlich des jeweils 80. Breitengrads) verteilten (Abb. 2, Smith et al., 1997). Clementine war außerdem mit einer Reihe von CCD (charge-coupled device)-Kameras ausgestattet, die eine Ausbeute von fast zwei Millionen digitaler Bilder erbrachten, die den gesam-

ten Mond abdecken. Allerdings waren Bahn der Sonde und Aufnahmezeitpunkte so gewählt, daß eine spektrale Kartierung durchgeführt werden konnte, die hohen Sonnenstand erfordert und somit zu relativ kontrastarmen Bildern führte (Abb. 3). So mag es für den Laien erstaunlich klingen, daß Mondforscher noch heute auf Apollo- oder sogar Lunar-Orbiter-Bilder aus den frühen 60er Jahren zurückgreifen, wenn kontrastreiche Bilder (mit niedrigem Son-

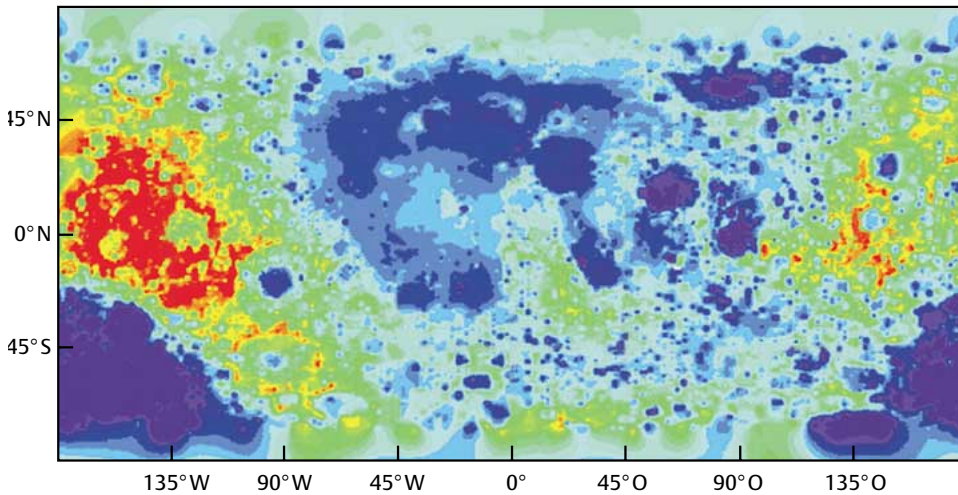
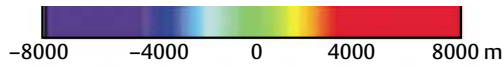


Abb. 2: Eine topographische Karte des Mondes, berechnet aus 72500 Laser-Höhenmessungen der Raumsonde Clementine (Smith et al., 1997). Die große Vertiefung auf der Rückseite bei 60° Süd ist das Südpol-Aitken-Becken. Das Becken bei 90° West, 15° Süd ist Orientale (vgl. mit den Abb. 3 und 4 unten). Wegen fehlender Meßwerte jeweils nördlich und südlich des 80. Breitengrades wurde hier extrapoliert. (NASA/RPIF/DLR)

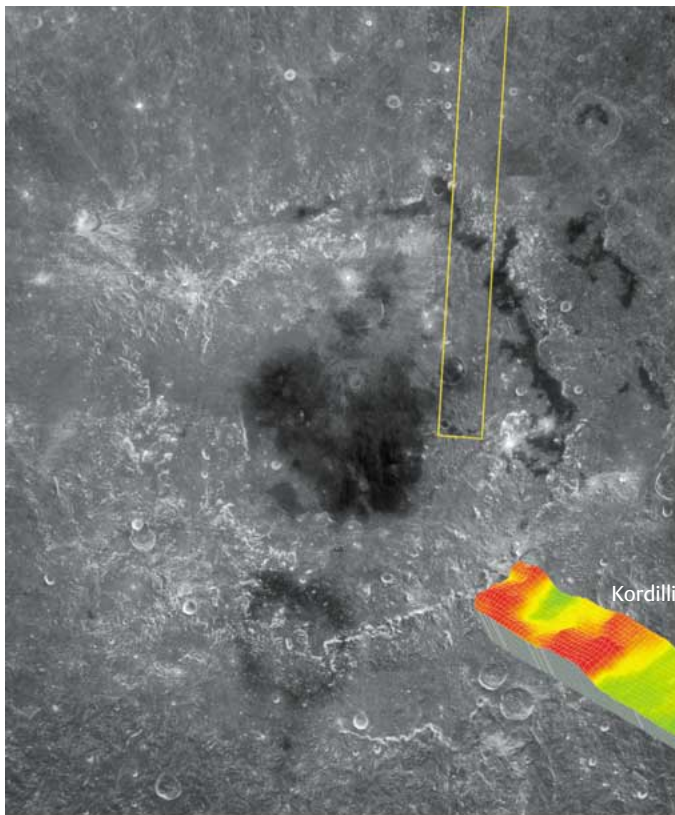


Abb. 3: Mosaik aus etwa 1500 Clementine-Einzelbildern mit Orientale, dem jüngsten der großen lunaren Einschlagsbecken (90° West, 15° Süd). Wegen des hohen Sonnenstands haben die Einzelbilder wenig Kontrast. Das 600 km lange Rechteck markiert die Lage des Höhenprofils der Abb. 4. (A. Hoffmeister und T. Roatsch/DLR)

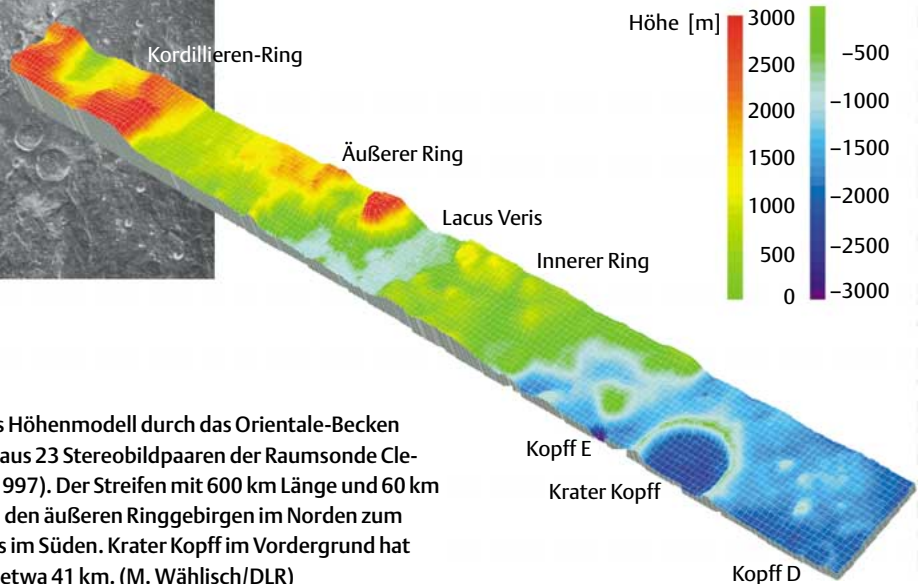


Abb. 4: Hochaufgelöstes Höhenmodell durch das Orientale-Becken (vgl. Abb. 3), berechnet aus 23 Stereobildpaaren der Raumsonde Clementine (Oberst et al., 1997). Der Streifen mit 600 km Länge und 60 km Breite erstreckt sich von den äußeren Ringgebirgen im Norden zum Mittelpunkt des Beckens im Süden. Krater Kopff im Vordergrund hat einen Durchmesser von etwa 41 km. (M. Wählisch/DLR)

nenstand), z. B. für photogeologische Kartierungen oder Kraterzählungen, benötigt werden.

Clementine und die Raumsonde Galileo, die auf dem Weg zum Jupiter 1990 und 1992 den Erdtrabanten passierte, lieferten außerdem auch eine Reihe von digitalen Stereoaufnahmen, mit deren Hilfe die Topographie für einige wenige Gebiete des Erdtrabanten mit hoher Auflösung kartiert werden konnte (Abb. 4, Oberst et al., 1997).

Eine für Kartographen wichtige Hinterlassenschaft aus der Apollo-Ära sind die an den Landstellen 11, 14 und 15 zurückgelassenen Lichtreflektoren, zusammen mit dem Reflektor auf dem russischen Lunakhod 2. Erdgestützte Laser sind heute aktiv, zielen auf diese Reflektoren und messen dabei den Abstand des Erdtrabanten von der Erde auf wenige Zentimeter genau. Diese Reflektoren stellen wichtige »Kontrollpunkte« dar, die das Koordinatensystem des Mondes festlegen (vgl. SuW, 36, 646 [7/1997]). Auf der Grundlage von Clementine-Bilddaten wurden neue Karten des Erdtrabanten erstellt, in der Koordinaten für jeden Punkt der Oberfläche bis auf 250 m genau abgelesen werden können. Für Marskarten, dazu im Vergleich, liegen diese Zahlen zur Zeit noch bei 1–2 km. Im Fall der Erde liegt diese Genauigkeit von Positionsbestimmungen dank des satellitengestützten GPS (Global Positioning System) im Zentimeterbereich!

Die Form des Mondes wird von einer Dichotomie geprägt: Ein Vergleich der Topographie mit dem Schwerfeld zeigt, daß der Massenschwerpunkt gegen den Figurenmittelpunkt um knapp 2 km in Richtung Erde versetzt ist (Smith et al., 1997), was allgemein auf eine größere Mächtigkeit der Mondkruste auf der Rückseite zurückgeführt wird. Die Abplattung zu den Polen hin, wie z. B. bei der Erde und dem Planeten

Mars, ist beim Mond nur gering. Der Äquatorradius liegt etwa 1 km über dem Mittel von 1737.1 km, der Polarradius etwa 1 km darunter. Da dem Mond großräumige tektonische Kräfte fehlen, gibt es auch keine »Gebirge« im auf der Erde gebräuchlichen Sinne. Stattdessen wird die Morphologie des Erdtrabanten von den großen Einschlagbecken mit ihren komplexen Ringstrukturen gestaltet, von denen mehr als 45 identifiziert werden konnten. Entgegen früheren Annahmen sind diese Becken gleichförmig über die Mondoberfläche verteilt. Jedoch sind wegen der ungleichförmigen Mächtigkeit der Kruste Becken auf der Mondrückseite seltener mit den dunkel er-

scheinenden Lavabasalten gefüllt und somit schwieriger zu identifizieren als jene auf der Vorderseite.

Das größte dieser Relikte aus der Vorzeit ist das Südpol-Aitken-Becken mit einem Durchmesser von 2250 km und einer Tiefe bezüglich des mittleren Mondradius von 8.2 km. Der maximale Höhenunterschied zwischen den höchsten Gipfeln der Ringgebirge und dem Beckenmittelpunkt beträgt 12 km (Smith et al., 1997). Die riesigen Ausmaße dieses größten Einschlagsbeckens im bekannten Sonnensystem wurden jedoch erst lange nach Apollo vollständig erkannt. Die Bordkamera der Raumsonde Galileo zeigte in Farbbildern eindrucksvoll

die (auf Grund unterschiedlicher Mineralogie durch eine dunklere Oberfläche markierten) Umrisse dieser Struktur, während Clementine erstmalig die genaue Topographie lieferte (Abb. 2).

Meteoritenbombardement und Geschichte der Oberfläche

Die Mondoberfläche ist übersät mit Kratern. Kleine Krater mit Durchmessern bis zu 10–15 km sind schüsselförmig und haben Tiefen von etwa $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{6}$ ihrer Durchmesser. Krater mit Durchmessern von 30–40 km und größer haben Zentralberge und ausgebildete Terrassen (siehe Titelbild). Bei Kratern mit Durchmessern größer als 300 km spricht man bereits von Einschlagsbecken. Mit Hilfe von Daten der Mondlandungen konnte klar gezeigt werden, daß fast alle dieser Krater durch Impakte, Kollisionen mit kleinen Körpern, entstanden sind. Da die Kraterdichte bei andauerndem Bombardement mit der Zeit zunimmt, ergibt sich dadurch eine Möglichkeit, die Intensität des Meteoritenbombardements im Laufe der Zeit und das Alter der Mondoberfläche zu bestimmen. Mit Hilfe von Bodenproben, die auf der Erde mit radiometrischen Methoden datiert wurden – eines der wichtigsten Einzelergebnisse der Apollo-Missionen – konnten die absoluten Alter wichtiger Formationen der Mondoberfläche bestimmt und so die Methode der Altersbestimmung mit Kraterzählungen geeicht werden.

Die Kraterstatistik zeigt zunächst deutlich, daß der Meteoritenfluß in der Vergangenheit nicht konstant war (Abb. 6, 7). Der Mond erfuhr nach seiner Entstehung ein äußerst heftiges Bombardement, das in der Zeit von 4.4–3.8 Milliarden Jahren vor heute langsam abklang. Die Flußrate von Meteoriten und Asteroiden nahm danach den konstanten heutigen Wert an. Ferner konnte mit Hilfe der Kraterstatistik eine genaue Stratigraphie, d.h. ein Zeitplan der Abfolge geologischer Ereignisse, erstellt werden. Die Auswurfdecken von Einschlagsbecken und Kratern, sowie Lavaflüsse bilden dabei sogenannte »Leithorizonte« in der Entwicklungsgeschichte des Mondes (siehe Tabelle 1).

Der erste dieser Leithorizonte ist im Süden der Mondvorderseite aufgeschlossen und wurde von dem Nektaris-Einschlag vor 4.1 Milliarden Jahren erzeugt. In die vornektarische Zeit fällt die Epoche der Krustenbildung und der intensiven Bekraterung der Hochlandkruste einschließlich der Bildung des Südpol-Aitken-Beckens. Die Gesteine der Hochlandkruste kristallisierten vor 4.6 Milliarden bis 4.0 Milliarden Jahren. Danach begann die Hochphase des lunaren Vul-

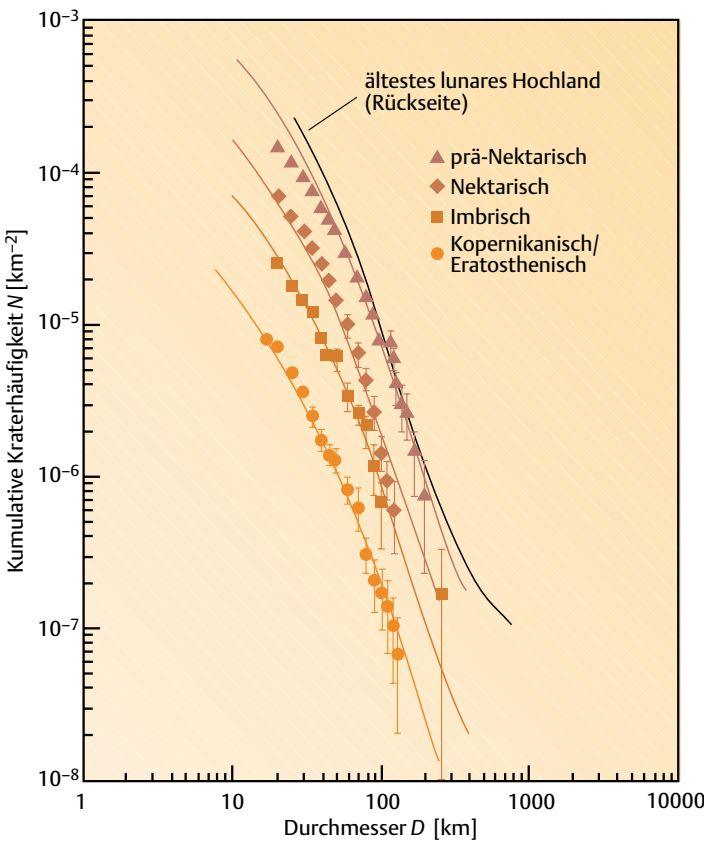


Abb. 6: Kumulative Häufigkeitsverteilung von Kratern aus den vier Hauptepochen der Mondgeschichte (Neukum und Ivanov, 1994). Diese Messungen zeigen die zeitliche Abfolge der Epochen. (G. Neukum, DLR)

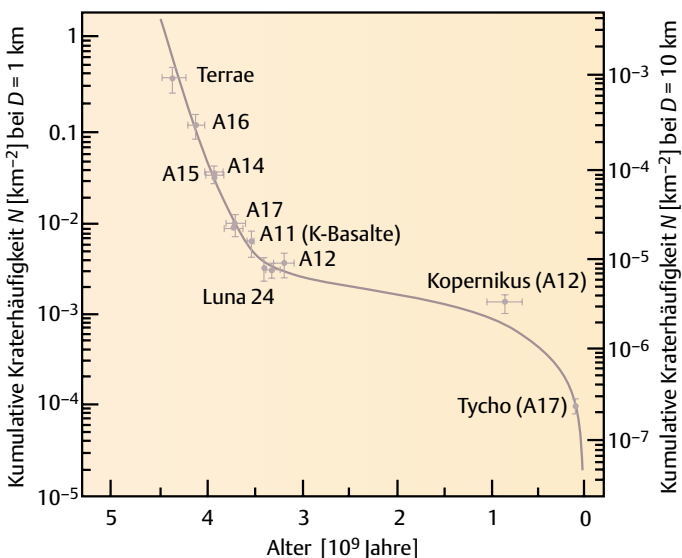


Abb. 7: Impaktchronologie des Erdmondes (Neukum und Ivanov, 1994). Die kumulative Kraterhäufigkeiten für einen Standardkrater vom Durchmesser 1 km ist hier gegen das in Apollo-Proben gemessene radiometrische Alter der entsprechenden geologischen Einheiten aufgetragen. Die Kurve zeigt eine deutliche Abnahme des Meteoritenflusses mit der Zeit. Aus ihr läßt sich das absolute Alter für beliebige geologische Einheiten mit gegebener Kraterhäufigkeit ablesen. (G. Neukum, DLR)

Tabelle 1: Altersbestimmung lunarer Strukturen nach Neukum und Ivanov (1994).

System/Periode	Absolutes Alter (in Ga)	Impakt	Vulkanismus	Tektonik
Kopernikanium	0.85	helle, junge Strahlenkrater		nur im Zusammenhang mit Impakten
Eratosthenium	3.2	jüngere Krater ohne Strahlen	Ende des Marevulkanismus (ca. 2.5 Ga)	
Imbrium	3.92	Ende des heftigen Bombardements Bildung der jüngsten Becken Orientale (3.85 Ga) und Imbrium (3.92 Ga)	vereinzelte Schildvulkane, intensiver Marevulkanismus (vorwiegend basaltisch); Entstehung der Cayley-Ebenen (vulkanisch?)	Dehnungsbrüche durch Einsinken der erkalteten Marebasalte; Entstehung der Runzelrücken in Maria durch Kompression
Nektarium	4.1	heftiges Meteoritenbombardement: Krater und Becken	früher KREEP-Vulkanismus	Entstehung eines globalen Kluftsystems
Prä-Nektarium	> 4.1	Entstehung der Hochländer	globaler Magmazozean	

kanismus (siehe im Folgenden). Während der nektarischen Epoche ging die durch Kollisionen mit kosmischen Körpern bedingte Krater- und Beckenbildung weiter.

Vor 3.9 Milliarden Jahren ereignete sich ein gewaltiger Einschlag in der nördlichen Hemisphäre und bildete das etwa 1000 km große Imbrium-Becken. Auswurfmaterial des Imbrium-Einschlags ist überall auf dem Mond zu finden. In der Folge dieses Ereignisses ist die erste vulkanische Tätigkeit auf dem Mond nachweisbar. 60 Millionen Jahre nach dem Imbrium-Ereignis entstand mit dem Orientale-Einschlag das letzte große Becken auf dem Mond (Abb. 3).

Danach schließt sich die sogenannte eratosthenische Epoche (3.2 bis 0.85 Milliarden Jahre vor heute) an. Es wurden Lavaströme entdeckt, deren Alter auf 2.5 Milliarden Jahre festgelegt werden konnte. Danach war sämtliche geologische Aktivität beendet. Nur noch vereinzelte Kollisionen mit Asteroiden, Kometen oder Meteoriten veränderten später die Oberfläche. Eins dieser Ereignisse war die Bildung des Kraters Copernicus vor 850 Millionen Jahren. Das Auswurfmaterial dieses Kraters bildet die Basis der letzten bis heute dauernden copernicanischen Epoche der lunaren Entwicklungsgeschichte. Der Mond war schon lange geologisch tot, als auf der Erde die biologische Entwicklung über das Stadium der einzelligen Organismen hinaus führte.

Entstehung der Hochlandkruste

Bereits mit bloßem Auge ist eine Strukturierung der Mondoberfläche erkennbar mit hell erscheinenden Arealen, die von meist runden dunklen Gebieten unterbrochen werden (Abb. 1). Johannes Kepler

(1571–1630) gab diesen Mondregionen ihre bis heute gültigen Namen. In Analogie zur Erde bezeichnete er die hellen Regionen mit dem lateinischen Namen für Kontinente oder Hochländer – Terrae (sing. Terra) – und die dunklen Regionen mit dem Namen für Meere – Maria (sing. Mare). Es wurde jedoch schnell klar, daß dieser Unterschied in der Helligkeit nichts mit Wasser und Festland zu tun hat, sondern vielmehr verschiedenen Gesteinsarten zuzuordnen ist. Eines der wichtigsten Ergebnisse der Mondlandungen war, die Natur dieser unterschiedlichen Oberflächenformationen zu bestimmen. Bodenproben haben insbesondere gezeigt, daß die Oberfläche des Mondes hochdifferenziert ist – und nicht aus primitiver Urmaterie besteht, wie dies bei einigen Meteoriten der Fall ist.

Kurz nach seiner Entstehung war die Mondoberfläche von einem Ozean aus Magma bedeckt. Der heiße Mond begann von außen nach innen abzukühlen. Das anfangs homogen gemischte Magma differenzierte sich. In Abhängigkeit von ihrer jeweiligen Kristallisationstemperatur bildeten sich hauptsächlich Silikatminerale wie Olivin, Pyroxen und Feldspat. Die schwereren Minerale sanken ab und wurden teilweise wieder aufgeschmolzen, die leichteren kondensierten zu Gesteinen, die eine erste Kruste formten. Diese Kruste bestand aus hellen grobkörnigen feldspatreichen Anorthositen, einem Silikatgestein, das sich vornehmlich aus Kalzium, Aluminium und Silizium zusammensetzt. Die junge Mondkruste wurde immer wieder von anderen planetaren Körpern getroffen. Die Einschläge zerbrachen die Kruste und es kam zur Vermischung der Krustengesteine mit magnesiumreichen Silikaten, wobei jedoch weiterhin die Feldspäte überwogen. Die hel-

len Hochländer bestehen am Ende der Krustenbildung aus einem Gemisch der Gesteinstypen Anorthosit, Norit, Troktolit und Gabbro. Das sind Gesteine, die sich in erster Linie in den Anteilen der Minerale Plagioklas, Pyroxen und Olivin sowie dem Kalziumgehalt der Pyroxene unterscheiden und ähnlich den auch auf der Erde vorkommenden plutonischen Gesteinen in der Kruste auskristallisierten, ohne die Oberfläche zu erreichen. Da in der Hochlandkruste die leichten Elemente konzentriert sind, hat sie eine geringere Dichte (etwa 2.93 g/cm³) als der Gesamtmond (3.34 g/cm³).

Die andauernde Kollision des Mondes mit kleineren, im frühen Sonnensystem in großer Zahl vorhandenen Körpern hat der Hochlandkruste ihr heutiges von Einschlagskratern zernarbttes Aussehen verliehen. Bei der Entstehung der großen Einschlagsbecken wurden erhebliche Mengen von Hochlandmaterial ausgeworfen, das heute mondweit als Schuttschicht, sogenannter »Regolith«, wiederzufinden ist.

Vulkanismus und Basalte

Apollo hat gezeigt, daß Vulkanismus – als ein Maß für die innere Vitalität eines planetaren Körpers – in der geologischen Geschichte des Mondes eine wichtige Rolle gespielt hat. Gerade in diesem Bereich der Mondforschung sind nach Apollo deutliche Fortschritte gemacht worden. Nach den Landungen mußte man feststellen, daß die Mondproben lediglich Stichproben aus einer großen Vielfalt von Oberflächengesteinen darstellen. Eine umfassendere Charakterisierung der Oberflächenbasalte und deren relativen Häufigkeiten gelang erst mit Hilfe von Kartierung aus dem Weltraum



Abb. 8: Die Hadley-Rille mit der Landestelle von Apollo 15, markiert durch einen Pfeil (links). Das Bild rechts zeigt den Blick von der Landestelle auf den gegenüberliegenden steilen Hang dieser Rille. Hier ist der Regolith abgerutscht und hat geschichtetes Lavagestein freigelegt. (NASA/RPIF/DLR)

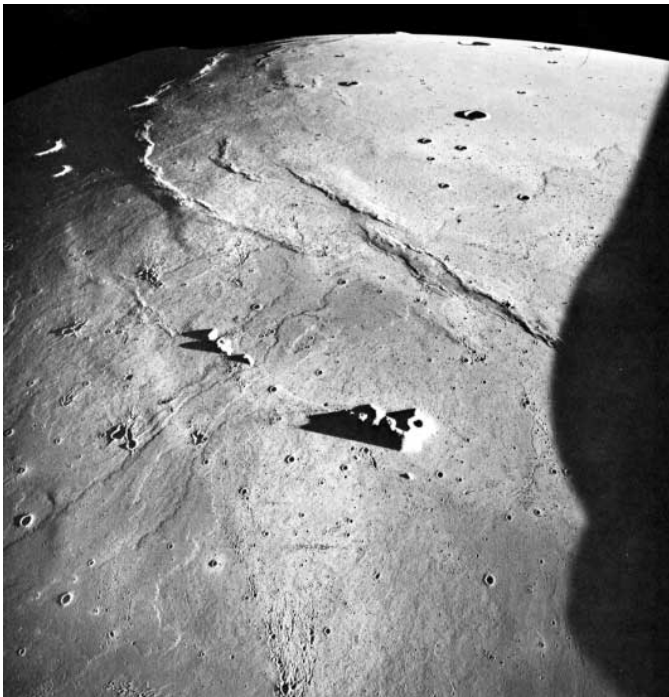


Abb. 9: Apollo, Schrägblick über das Imbrium-Becken mit deutlich erkennbaren individuellen Lavaströmen und »Runzelrücken«. (NASA/RPIF/DLR)

durch digitale Farbbildkameras an Bord der Raumsonden Galileo und Clementine. Es kamen dabei Auswertemethoden zum Einsatz, die erst mit der Verfügbarkeit von modernen CCD-Kameras sinnvoll verwendet werden konnten. Proben der Apollo-Missionen, die im Labor spektral untersucht wurden, lieferten dabei wertvolle Kalibrationsdaten für diese Methoden.

Formen des Vulkanismus: 30 % der Mondvorderseite sind mit Basalten bedeckt, wogegen auf der Mondrückseite nur 2 % der Oberfläche aus Basalten bestehen, ein Ergebnis der Dichotomie des Mondes. Weil die

Kruste auf der Vorderseite dünner ist, konnten hier bedeutend mehr Magmen aus dem Inneren die Oberfläche erreichen. Der Vulkanismus auf dem Mond unterscheidet sich ganz offensichtlich von dem auf der Erde, da er nicht die bei uns bekannten großen Vulkankomplexe aufgebaut hat. Dies ist zum einen durch die besondere Morphologie des Mondes und andererseits durch die Zusammensetzung und Fließfähigkeit der Laven begründet. Die basaltischen Laven traten bevorzugt an den durch die Einschläge gebildeten Schwächezonen in der Kruste, radial zu den Beckenstrukturen angeordneten tektonischen Bruchsystemen, an die

Oberfläche. Dies hatte zur Folge, daß die Lava immer dem negativen Relief der Becken folgend abfließen konnte, bis diese gefüllt waren. Da dem Mond leichtflüchtige Elemente fehlen, sind Mondlaven relativ gasarm und wegen ihrer siliziumarmen Zusammensetzung extrem fließfähig. Auf der Erde dagegen sind Magmen stark gashaltig, was bei Überhitzung zu explosionsartigen Vulkanausbrüchen führt.

Die heute noch sichtbaren Strukturen dieses Prozesses sind gewundene Rillen, deren bekannteste die Hadley-Rille nahe der Landestelle von Apollo 15 ist (Abb. 8). Am Anfang dieser Rillen findet sich oft eine kleine elliptische Öffnung, der Förderschlot. Die gewundenen Rillen beginnen breit und werden zu ihrem Ende hin immer enger, ein Zeichen für die Temperaturabnahme in den Laven und die damit verbundene Reduktion der Fließfähigkeit. Beim Abkühlen reduzierte die Lava ihr Volumen, einzelne Lavadecken schoben sich ineinander und türmten flache, wenige hundert Meter hohe Hügelketten, sogenannte »Runzelrücken« auf (Abb. 9).

Auf diese Weise hat sich der größte Teil der lunaren Magmen in Form weitfließender Laven in den Becken ausgebreitet (Abb. 9). Mitunter finden sich jedoch kleine vulkanische Domstrukturen. Diese nur wenige hundert Meter großen Vulkanberge sind ein Zeugnis dafür, daß es auch siliziumreiches und damit bedeutend weniger fließfähiges Magma auf dem Mond gab. Die geringe Größe und Seltenheit dieser vulkanischen Formen läßt jedoch darauf schließen, daß zähes Magma während der vulkanischen Epoche des Mondes kaum eine Rolle gespielt hat.

Mineralische Zusammensetzung der Basalte und zeitlicher Ablauf des Vulkanismus:

Die Zusammensetzung der lunaren Basalte ist charakterisiert durch einfach aufgebaute Silikate, wobei Pyroxene und Olivine gegenüber den Feldspäten, die hauptsächlich in der Hochlandkruste vorkommen, dominieren. Quarz kommt auf dem Mond ebenso wenig vor wie komplexe Silikate. Ein weiterer wichtiger Bestandteil der Basalte ist Ilmenit, ein Eisen-Titan-Oxid. Der Anteil an Ilmenit in den Basalten schwankt zwischen 1 % und 25 %. Wegen dieser Variationsbreite eignet sich die Titankonzentration zur Klassifizierung lunarer Basalte. Man unterscheidet titanreiche Basalte, die besonders in den östlichen Maregebieten aufgeschlossen sind. Proben von Apollo 11 und Apollo 17 bestehen zum größten Teil aus diesen Titanbasalten. Die Basaltproben der anderen Apollo-Landstellen zeigen moderate bis geringe Titankonzentrationen.

Da die östlichen Maria älter sind als die westlichen, nahm man zunächst an, daß titanreiche Basalte die Oberflächen zuerst erreichten und dann ein titanärmerer Vulkanismus einsetzte. Dieses anhand der Untersuchung von Apollo-Proben auf-

stellte Modell des lunaren Vulkanismus ist jedoch nicht vollständig. Spektrale Untersuchungen, vor allem durch die zwei Erde-Mond-Vorbeiflüge der Galileo-Sonde, ergaben, daß nicht alle Gesteinseinheiten durch die Apollo-Missionen beprobt wurden (Abb. 10, 11). Besonders in den westlichen Maria wurden auch junge titanreiche Basalte entdeckt. Es muß also verschiedene, vermutlich voneinander getrennte Magmenkammern gegeben haben, aus denen zu unterschiedlichen Zeiten Laven unterschiedlicher Zusammensetzung gefördert wurden. Dies bedeutet wiederum, daß die Differentiation im Mondinneren nicht einheitlich, sondern eher in lokal getrennten Bereichen und in unterschiedlichen Tiefen abgelaufen ist.

Im Bereich des Imbrium-Beckens und -Auswurfs, aber auch an anderen Stellen der Hochländer, meist im Zusammenhang mit älteren Becken, tritt eine Gesteinsart auf, die sich insbesondere durch ihren hohen Anteil an radioaktiven Elementen von den Hochlandgesteinen unterscheiden. Diese sogenannten KREEP-Basalte (Kalium, Rare Earth Elements, Phosphor) sind keine Basalte in klassischem Sinn, sondern vermitteln in ihrer Zusammensetzung zwischen

den aluminiumreichen Hochlandgesteinen und dem, was man von einem magmatischen Gestein erwartet.

Die Hochphase des lunaren Vulkanismus begann vor ca. 4.0 Milliarden Jahren und dauerte etwa 800 Millionen Jahre. Zum Zeitpunkt des Orientale-Einschlags hatte der Vulkanismus also bereits eingesetzt. Die von den Apollo-Astronauten zur Erde zurückgebrachten Proben aus KREEP-Gestein konnten auf den Zeitraum 4.0 bis 3.8 Milliarden Jahre vor heute datiert werden, und die Basaltproben umfassen den Zeitraum von 3.8 bis 3.2 Milliarden Jahre. Nach der Apollo-Ära war man deshalb sicher, daß es vor 3.9 Milliarden Jahre keinen Vulkanismus auf dem Mond gab. Spektrale Untersuchungen der Mondoberfläche mit erdgestützten Teleskopen sowie durch die Galileo- und Clementine-Sonde lassen jedoch vermuten, daß bereits vor diesem Zeitpunkt vulkanische Prozesse auf dem Mond abgelaufen sind. Einige Gebiete im lunaren Hochland zeigen spektrale Signaturen, die sich sowohl vom feldspatreichen Hochlandgestein, als auch vom KREEP unterscheiden und eher mit den Spektren von Basalten vergleichbar sind (Abb. 10). Ein weiterer Hinweis auf sehr alte Basalte sind Einschlags-

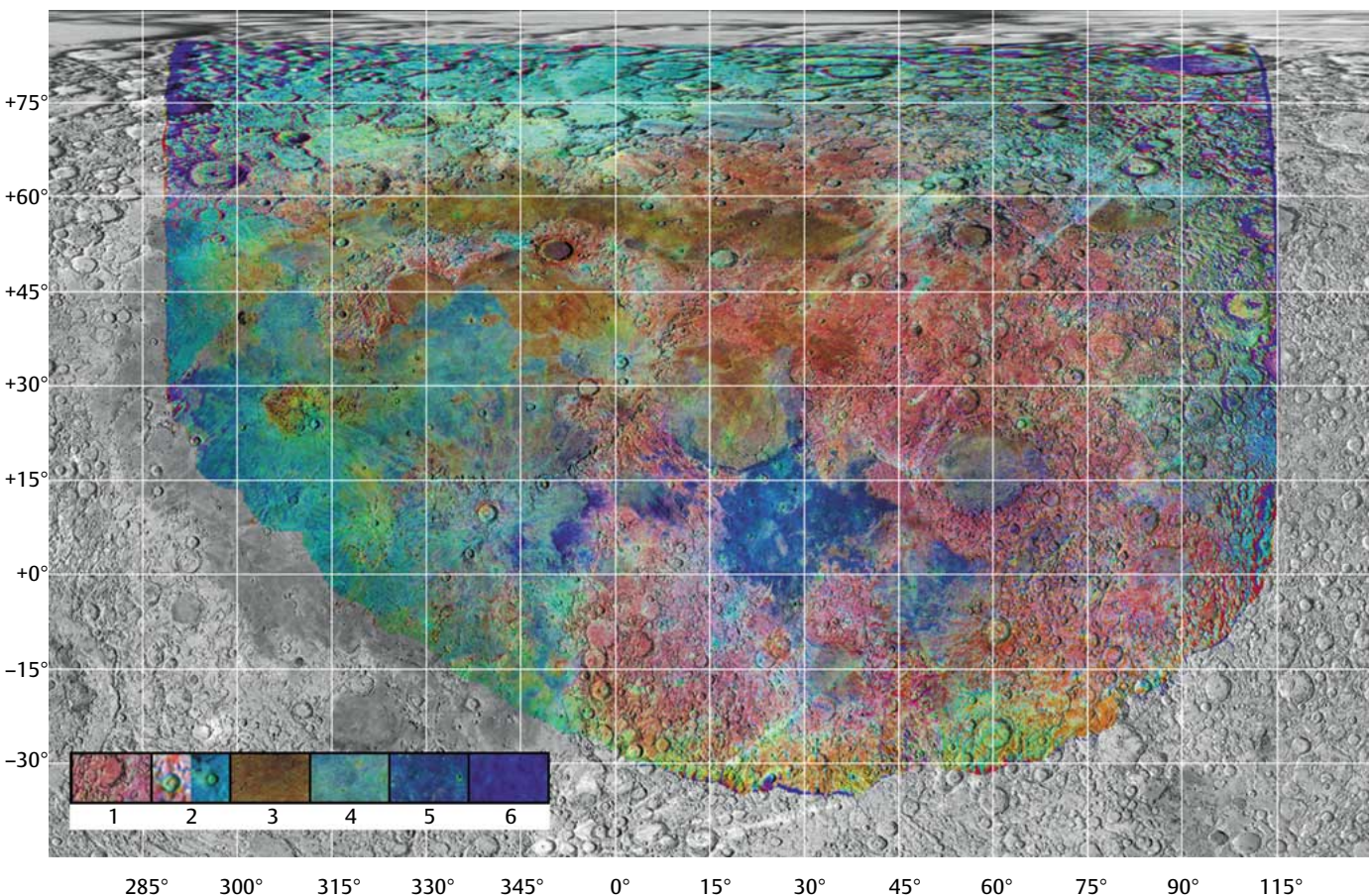


Abb. 10: Geologische Klassifikation lunarer Böden der Mondvorderseite auf der Grundlage von Farbbildern des zweiten Erde-Mond-Vorbeiflugs von Galileo. Der Farbdarstellung ist eine Airbrushkarte unterlegt. Die Klassen bedeuten: 1: Hochlandgestein; 2: Junge Krater; 3: Titanarme Basalte; 4: Basalte mittleren Tiefgesteins; 5: Titanreiche Basalte; 6: Dunkle vulkanische Asche. (H. Hiesinger, DLR)

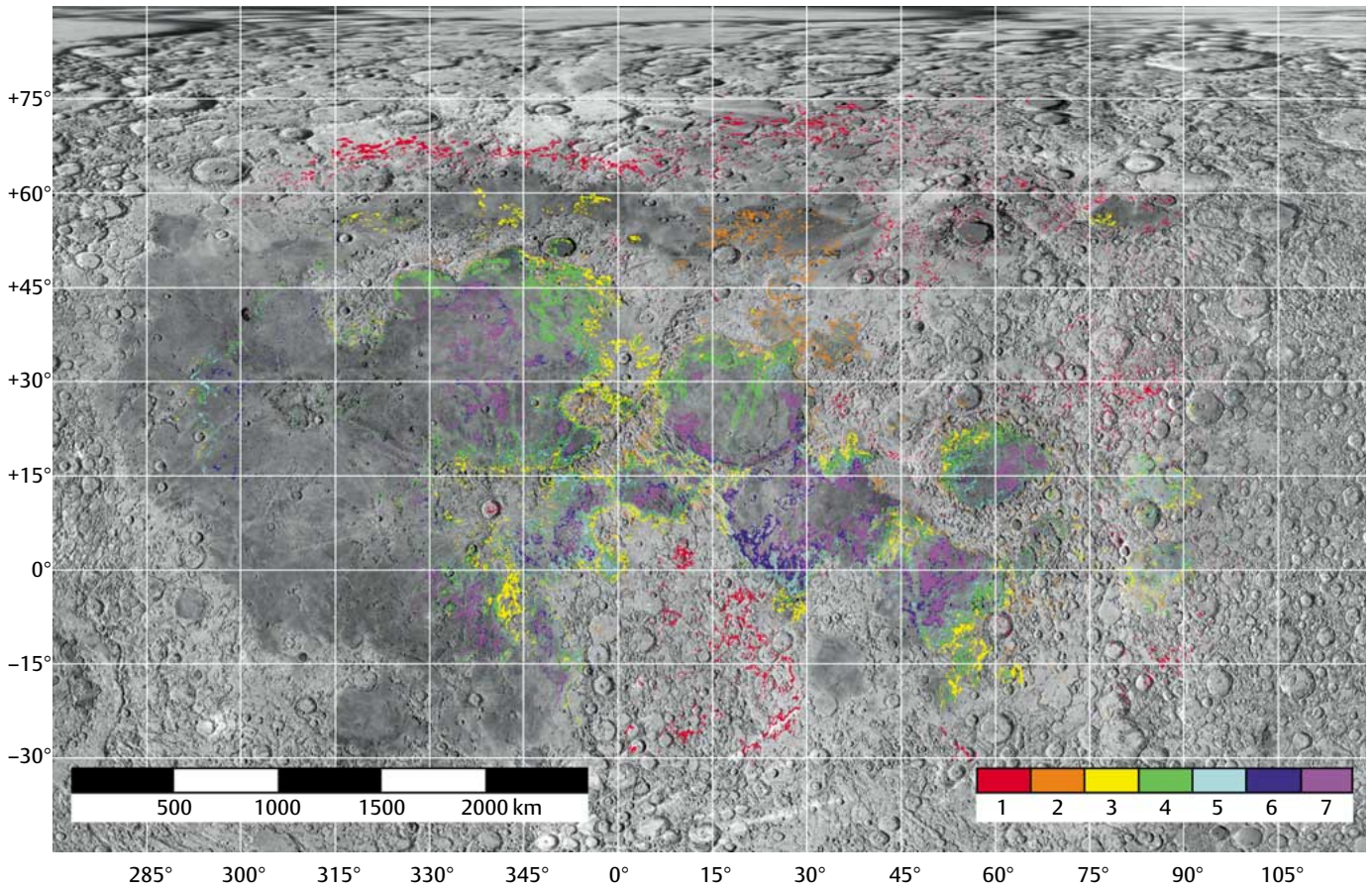


Abb. 11: Klassifikation lunarer Böden. Auf der Airbrushkarte sind Gebiete markiert, deren spektrale Charakteristik ähnlich wie die an den Landstellen ist; 1: Apollo 16; 2: Luna 20; 3: Apollo 14; 4: Apollo 15; 5: Apollo 17; 6: Apollo 11; 7: Luna 16. Offensichtlich sind viele Gebiete der Mondoberfläche noch »unbeprobte«. (H. Hiesinger/DLR)

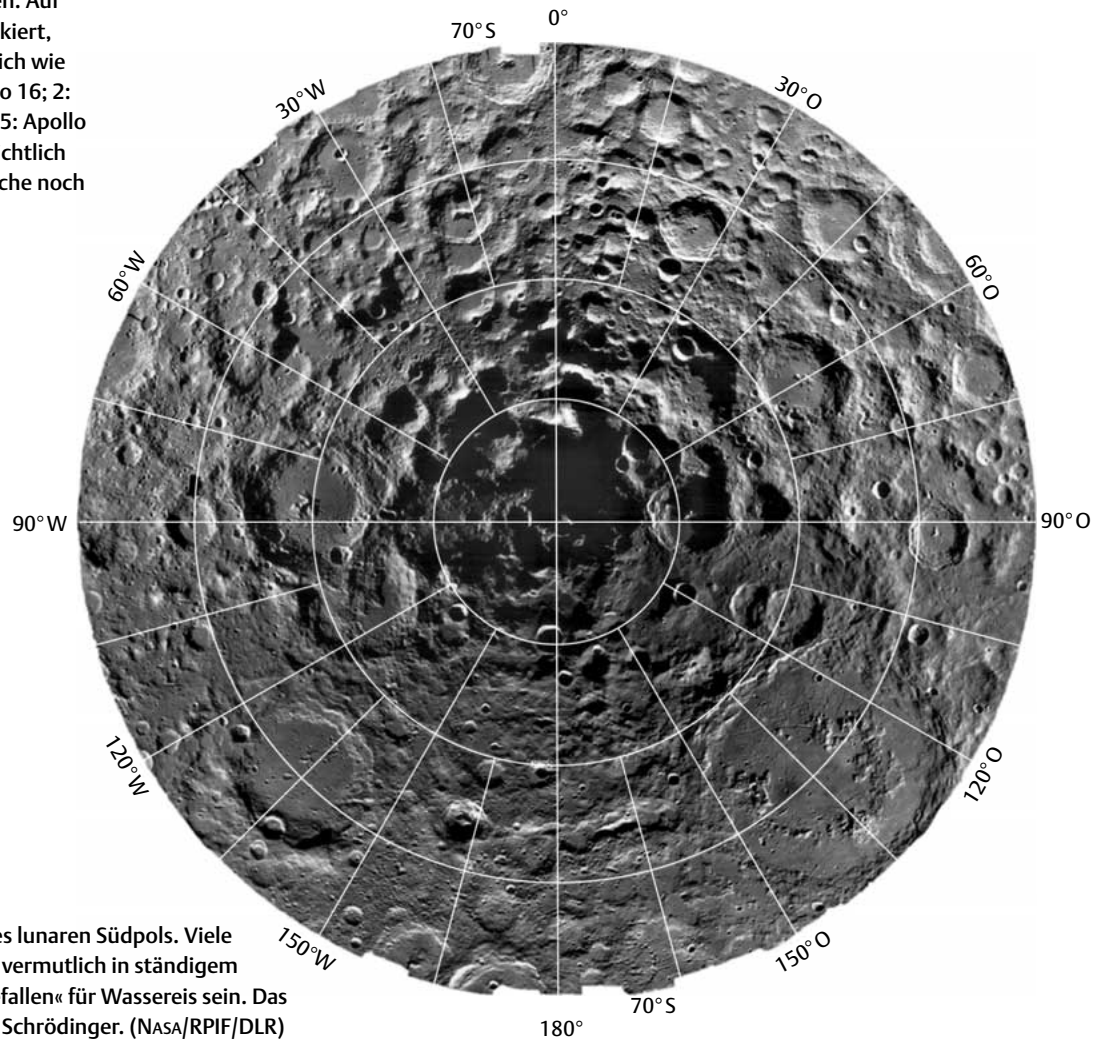


Abb. 12: Clementine-Bildmosaik des lunaren Südpols. Viele der unbeleuchteten Gebiete liegen vermutlich in ständigem Schatten und könnten somit »Kältefallen« für Wassereis sein. Das Becken bei 135° östlicher Länge ist Schrödinger. (NASA/RPIF/DLR)

krater mit dunklem Halo. Diese im Hochland gelegenen Krater haben deutlich von der hellen Umgebung abgegrenzte dunkle Auswurfdecken. Wenn diese dunklen Materialien wirklich basaltischen Ursprungs sind – leider haben wir hiervon keine Proben – dann gibt es im Untergrund der Hochländer Lavaablagerungen, die älter sind als die Basaltfüllungen der großen Becken.

In der westlichen Hemisphäre des Mondes wurden Lavaströme entdeckt, deren Alter anhand von Kraterhäufigkeitsbestimmungen auf 2.5 Milliarden Jahre festgelegt werden konnte. Diese zur eratosthenischen Epoche gehörenden Basalte haben jedoch nur noch ein geringes Volumen und markieren das Ende des lunaren Vulkanismus.

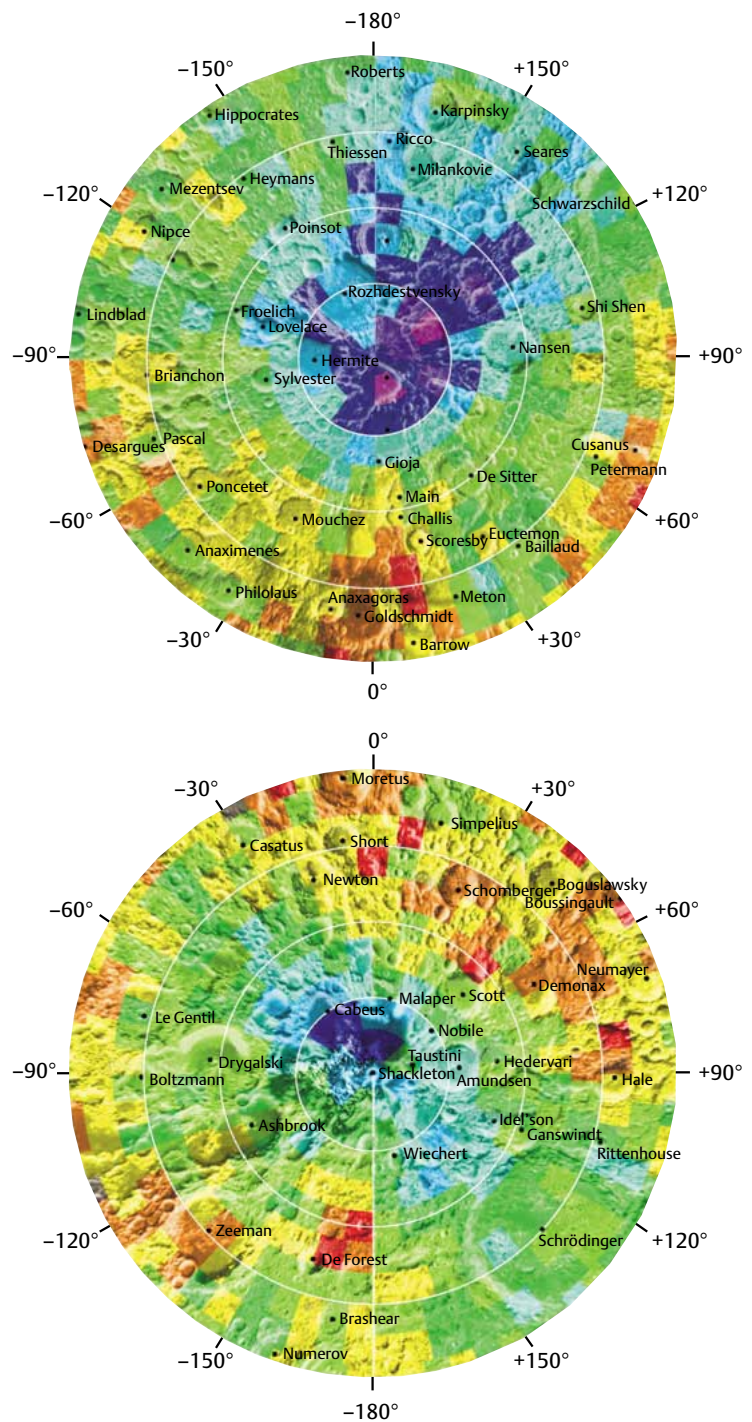
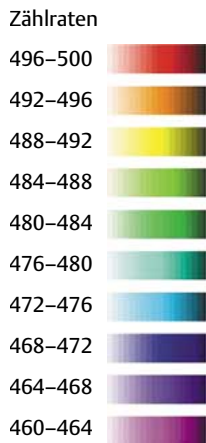


Abb. 13: Zählraten epithermaler Neutronen am Nordpol (oben) und Südpol (unten) durch das Neutronenspektrometer auf Lunar Prospector (Feldman et al., 1998). Die Darstellungen sind jeweils eine Airbrushkarte unterlegt. Allgemein gilt, je geringer die Anzahl epithermaler Neutronen, desto höher der Gehalt an Wasserstoff. Besonders hohe Konzentrationen sind vor allem in den Polregionen anzutreffen, wobei gut zu erkennen ist, daß die Konzentration am Nordpol höher zu sein scheint. (Los Alamos National Laboratory/NASA/RPIF/DLR)

Eis an den Polen?

Die Idee, daß Wassereis auf dem Mond vorhanden sein könnte, wurde schon Anfang der 60er Jahre diskutiert. Nach den chemischen Analysen von Apollo-Mondproben erschien solch eine Diskussion auf den ersten Blick hin müßig, denn im Vergleich zur Erde ist der Mond sehr stark verarmt an volatilen Elementen und somit extrem trocken. Trotzdem führten Ergebnisse der Clementine-Mission zu einer angeregten erneuten Diskussion des Themas. Dieses große Interesse ist wohl vor allem begründet mit der Bedeutung von Wasser für die Errichtung bemannter Stationen in ferner Zukunft.

Wasser kann nur von außen durch Einschläge von Kometen und Asteroiden auf den Mond gelangen. Unter normalen Umweltbedingungen, wie sie auf dem Mond vorherrschen, kann dieses Wasser jedoch nicht auf Dauer existieren, sondern wird durch Impakte von Mikrometeoriten und Photodissoziation aufgespalten und entweicht letztendlich in den Weltraum. Nur bei sehr tiefen Temperaturen von ca. 40 K bis 50 K könnte Wassereis selbst mehrere Milliarden Jahre überdauern. Solche Bedingungen setzen jedoch Regionen an der Mondoberfläche voraus, die permanent im Schatten liegen. Neuere Modellierungen haben gezeigt, daß solche Tieftemperaturregionen darüber hinaus als »Wasserfallen« fungieren würden, das heißt ca. 20 % bis 50 % des Wassers aus Einschlägen auf der gesamten Mondoberfläche könnte dorthin migrieren und sich zu großen Mengen ansammeln.

Bilddaten von Clementine haben deutlich gezeigt, daß an den Polregionen tatsächlich Gebiete in permanentem Schatten anzutreffen sind (Abb. 12). Zurückzuführen ist dies auf die geringe Neigung der Äquatorebene des Mondes gegen die Ekliptik und die lokale Topographie. Während

am Nordpol die Schattenzonen nur wenige hundert Quadratkilometer einnehmen, findet man am lunaren Südpol eine Fläche von insgesamt ca. 15 000 km². Damit sind also die wesentlichen Rahmenbedingungen für das Auftreten von Wassereis erfüllt.

Clementine lieferte ein weiteres Indiz für Wassereis durch das sogenannte »bistatische Radarexperiment« (Nozette et al., 1996). Hierzu wurde die Sendeantenne des Raumschiffes zum Mond hin ausgerichtet und das von der lunaren Oberfläche reflektierte Signal auf der Erde empfangen. Dabei wird das Radarecho in Abhängigkeit vom jeweiligen Oberflächenmaterial unterschiedlich polarisiert. Vor allem Wassereis

führt zu einem charakteristischen Signal, das Clementine nur in einer Messung, direkt am lunaren Südpol, auffand.

Lunar Prospector versucht mit seinem Neutronenspektrometer-Experiment weiteres Licht in diesen Fragenkomplex zu bringen. Neutronen werden in der Oberfläche eines planetaren Körpers durch die Wechselwirkung mit der kosmischen Strahlung erzeugt. Besonders das Element Wasserstoff verändert den Energiebereich der entstandenen Neutronen drastisch. Die bisherigen Daten zeigen überraschend deutlich, daß am Südpol und auch am Nordpol Wasserstoff in erheblichen Mengen im Mondboden vorhanden ist (Abb. 13; Feld-

man et al., 1998). Geht man davon aus, daß Wasserstoff in Form von Wassereis auftritt, so deuten die Messungen auf eine Gesamtmenge von 10 bis 300 Millionen Tonnen.

Gewisse Zweifel an der »Wasserhypothese« sind jedoch nach wie vor angebracht. Die Ergebnisse des Clementine-Radarexperimentes wurden kürzlich von einigen Wissenschaftlern gänzlich in Frage gestellt. Clementines Messungen am Nordpol, sowie vergleichbare Messungen von der Erde aus zeigen diesen Effekt nicht. Verwirrend ist auch die Tatsache, daß laut Lunar Prospector am Nordpol ca. 50% mehr Wasser vorhanden zu sein scheint als am Südpol (Abb. 13), obwohl dort das Areal mit permanentem Schatten deutlich kleiner ist. Wie schon erwähnt, mißt das Neutronenspektrometer die Häufigkeit des Elements Wasserstoff – und nicht die des Wassermoleküls. Daher erklären einige Wissenschaftler die Befunde durch vom solaren Wind implantierten Wasserstoff, der in Form von Hydroxid (OH) in die Mineralien eingebaut wird.

Zurück zum Mond!

Das Apollo-Programm hat viele Fragen nach der Entstehung und Entwicklung des Begleiters der Erde offen gelassen. 20 Jahre nach Beendigung der Apollo- und Luna-Programme ist es den Galileo-, Clementine- und Lunar-Prospector-Missionen gelungen, einige dieser noch offenen Fragen zu beantworten. Gleichzeitig wurden viele neue Fragen aufgeworfen, ein Umstand, der zeigt, daß der Mond bei weitem komplizierter ist als meist angenommen wird. Führt man sich vor Augen, daß der Mond als Bestandteil des binären Systems Erde/Mond ganz wesentlich zum Verständnis der Entstehung und Entwicklung unseres blauen Planeten beigetragen hat, so ist der hohe Stellenwert der Mondforschung und der Frage nach neuen Missionen zum Erdtrabant verständlich. Auch unter technologischen Gesichtspunkten ist der Erdmond auf Grund seiner Nähe das logische Ziel und Testfeld für zukünftige Raumfahrtmissionen und die Errichtung einer ersten bemannten Station auf einem planetaren Körper.

Schon in der nahen Zukunft stehen daher mehrere Mondmissionen auf dem Programm. Zunächst umkreist der amerikanische Lunar Prospector weiterhin den Mond. Nach Abschluß der nominellen Mission wurde die Bahnhöhe der Sonde im Januar 1999 auf 25–30 km Höhe über der Mondoberfläche gesenkt. Damit erzielen die wissenschaftlichen Experimente an Bord eine deutlich bessere Auflösung und wir können neue Details zur Zusammen-

setzung, zum Schwere- und Magnetfeld sowie zur Frage nach Wasser auf dem Mond erwarten. Zum Abschluß der Mission im Juli 1999 soll die Sonde zum Absturz auf die Oberfläche in der Nähe des Südpols gelenkt werden. Ebenfalls 1999 wird die Cassini-Mission auf ihrem langen Weg zum Saturn ähnlich wie Galileo das Erde/Mond-System passieren. Dies bietet eine hervorragende Gelegenheit, die wissenschaftlichen Instrumente an Bord zu überprüfen und zu kalibrieren. Gleichermaßen als Abfallprodukt sind interessante Daten vom Mond zu erwarten.

Ursprünglich bis Ende dieses Jahres war der Start der japanischen Lunar-A-Mission geplant, der wegen technischer Schwierigkeiten auf das Jahr 2001 verschoben wurde. Die Sonde befördert zwei Penetratoren zum Mond, die mit Seismometern und Instrumenten zur Temperatur- und Wärmeflussmessung ausgerüstet sind. Aus einer äquatornahen Umlaufbahn werden sie abgeworfen, um mit einer Geschwindigkeit von 250–300 m/s auf der Mondoberfläche aufzutreffen und bis zu drei Meter tief in den Boden einzudringen. Der Orbiter soll in einer Höhe von 200 bis 300 km den Mond umkreisen und den Äquatorbereich mit seiner Kamera kartieren. Gleichzeitig dient er den Penetratoren als Relaisstation.

Schaut man weiter bis zum Jahr 2003, so sind drei Missionen zu nennen, die sich im weit fortgeschrittenen Stadium der Planung befinden. Dazu gehören mit SMART-1 und LunARSat zwei Missionen aus Europa, während die dritte Mission, SELENE (früher LOOM), in Japan vorbereitet wird. SMART-1 ist die erste Technologiemission der ESA, die vor allem der Erprobung eines elektrischen Triebwerkes dient. Wissenschaftlich konzentriert sich die Mission auf die Geochemie und Mineralogie des Mondes und wird hierzu drei Experimente an Bord haben. Ein Röntgenspektrometer wird die chemische Zusammensetzung der Mondoberfläche untersuchen und insbesondere die Häufigkeiten der Elemente bestimmen, die vom Gamma-Spektrometer auf Lunar Prospector nicht gemessen werden können. Ein Punktspektrometer (nahes Infrarot) des Max-Planck-Institutes für Aeronomie soll erstmals die Mineralogie der Mondoberfläche aus dem Orbit kartieren. Unterstützt werden diese Instrumente von einer Weitwinkelkamera. Ende 2001 soll SMART-1 mit einer Ariane-Trägerrakete in den Erdborbit gebracht werden. Auf Grund der geringen Schubleistung des elektrischen Triebwerkes wird die Weiterreise zum Mond, in eine polare, elliptische Umlaufbahn, ca. 17 Monate dauern. Die Betriebsphase im Mondorbit wird sechs Monate betragen.

LunARSat ist ein möglicher Kandidat für eine Kleinsatellitenmission. Mit einer Ge-

samtmasse von 100 kg wäre LunARSat das bisher kleinste Raumschiff, das sich auf den Weg zu einem planetaren Körper begeben soll. Die vorgesehene Nutzlast umfaßt eine hochauflösende Farbkamera mit einer räumlichen Auflösung von wenigen Metern, unterstützt von einer Weitwinkelkamera, einem Radar, sowie möglicherweise weiteren Instrumenten zur Untersuchung der lunaren Umweltbedingungen. Deutschland ist in großem Umfang an dieser Mission beteiligt. Der Entwurf des Satelliten stammt maßgeblich von der Technischen Universität München, während das DLR in Berlin für die Kameranutzlast verantwortlich ist.

Während sich die Missionen der ESA noch in Planung befinden, hat Japan schon mit der Entwicklung und dem Bau von Hardware für die SELENE-Mission begonnen. Eine japanische Trägerrakete wird im Jahr 2003 eine Nutzlast von insgesamt ca. 270 kg in einen polaren Mondorbit bringen. Geplant sind verschiedene Kamera- und Spektrometerinstrumente, die die Mondoberfläche global kartieren sollen. Am Ende der sechsmonatigen Missionsdauer soll SELENE schließlich eine weiche Landung auf der Mondoberfläche durchführen, um diese für Japan neue Technologie zu erproben. □

Wir danken unseren Kollegen, die Abbildungen zu diesem Artikel beigetragen haben: A. Hoffmeister, M. Wählisch, H. Hiesinger, S. Pieth, T. Roatsch und G. Neukum.

Literatur

- J.O. Dickey et al., Lunar laser ranging: A continuing legacy of the Apollo program, *Science* Vol. **265**, 482-490, 1994.
- W.C. Feldman et al., Fluxes of fast and epithermal neutrons from Lunar Prospector: Evidence for water ice at the lunar poles, *Science* Vol. **281**, 1496-1500, 1998.
- S. Nozette, C. L. Lichtenberg, P. Spudis, R. Bonner, W. Ort, E. Malaret, M. Robinson und E.M. Shoemaker. The Clementine bistatic radar experiment, *Science* Vol. **274**, 1495-1498, 1996.
- G. Neukum und B. A. Ivanov, Crater size distributions and impact probabilities on Earth from lunar, terrestrial-planet, and asteroid cratering data, in: *Hazards due to comets and asteroids*, T. Gehrels, Editor, University of Arizona Press, 359-416, 1994.
- J. Oberst, M. Wählisch, A. C. Cook, T. Roatsch, und R. Jaumann, Lunar details gleaned from digital stereo images, *EOS Trans. American Geophysical Union*, Vol. **78**, No. 41, 445-450, 1997.
- D. E. Smith, M. T. Zuber, G. A. Neumann, und F. G. Lemoine, Topography of the Moon from the Clementine lidar, *J. Geophys. Res.*, Vol. **102**, 1591-1611, 1997.
- P. Spudis, *The geology of multi-ring impact basins*, Cambridge University Press, 263 pp., 1993.