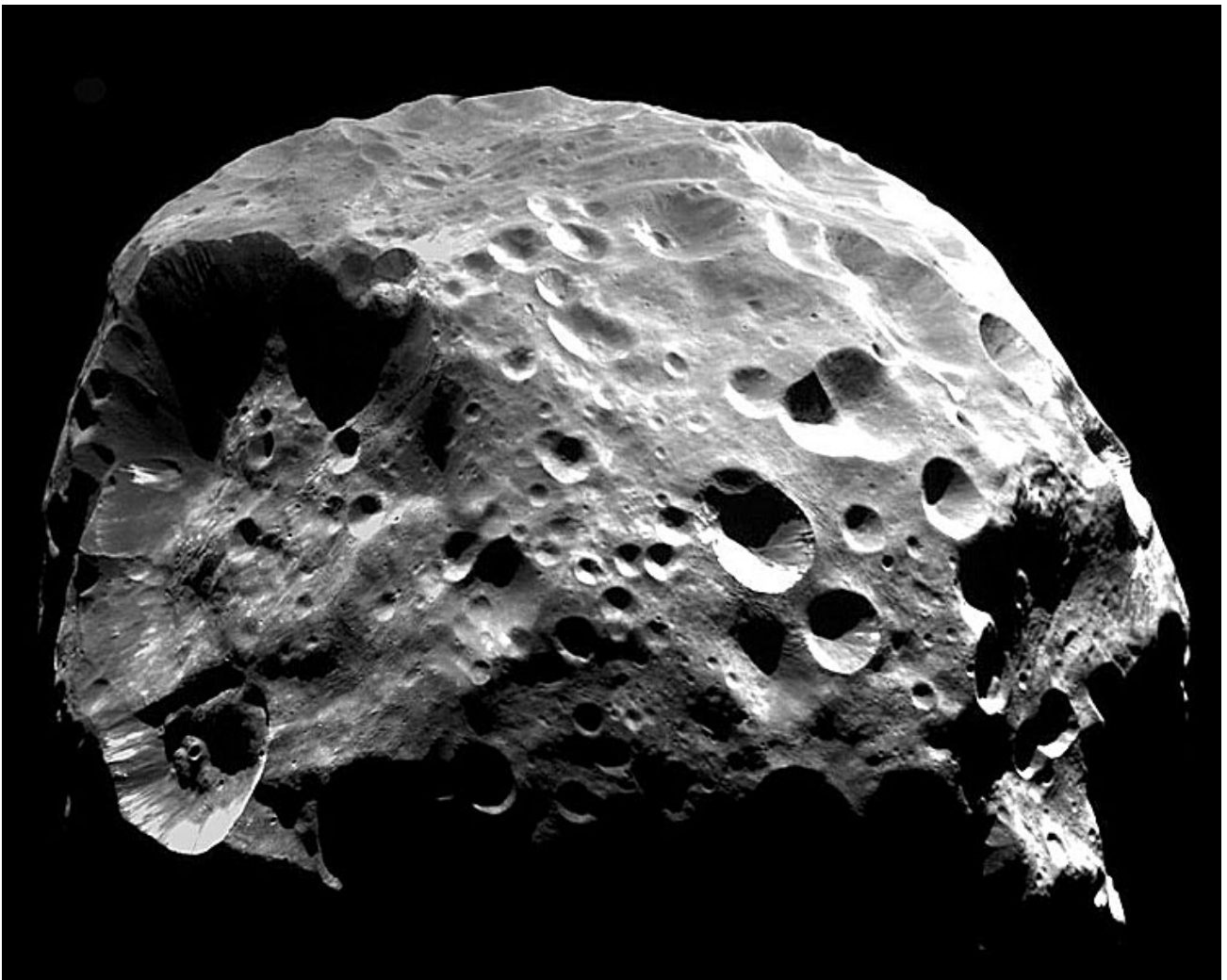


Kleines Lehrbuch der Astronomie und Astrophysik

M. Scholz

Band 6: Satelliten und Satellitensysteme



Die Monde der Planeten des Sonnensystems

M.Scholz

Kleines Lehrbuch der Astronomie und Astrophysik

Band 6: Satelliten und Satellitensysteme

Die Monde der Planeten des Sonnensystems

E-Book-Ausgabe 2009

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung außerhalb der engen Grenzen des Urheberrechtsgesetzes ist ohne Zustimmung des Autors unzulässig.

Bildnachweis: Wikipedia Commons, NASA, ESA, Autor

M.Scholz

Kleines Lehrbuch der Astronomie und Astrophysik

Band 6

Satelliten und Satellitensysteme

Die Monde der Planeten des Sonnensystems

Ausgabe 2009

mathias.scholz@t-online.de

INHALTSVERZEICHNIS

| | |
|---|------------|
| SATELLITEN UND SATELLITENSYSTEME..... | 2 |
| ERDMOND..... | 16 |
| <i>Lunare Stratigraphie und Geologie</i> | <i>18</i> |
| <i>Minerale, die auf dem Mond nachgewiesen wurden (nach Marvin, 1973)</i> | <i>21</i> |
| <i>Innerer Aufbau</i> | <i>22</i> |
| <i>Mondoberfläche.....</i> | <i>24</i> |
| <i>Mondentstehung</i> | <i>26</i> |
| <i>Mondvulkanismus.....</i> | <i>29</i> |
| PHOBOS UND DEIMOS..... | 32 |
| GALILEISCHE MONDE | 36 |
| IO | 38 |
| EUROPA | 50 |
| GANYMED | 60 |
| KALLISTO | 66 |
| DIE REGULÄREN SATURNMONDE..... | 72 |
| TITAN | 73 |
| <i>Oberfläche.....</i> | <i>75</i> |
| <i>Atmosphäre</i> | <i>78</i> |
| <i>Innerer Aufbau</i> | <i>82</i> |
| MIMAS | 87 |
| ENCELADUS..... | 89 |
| DIONE..... | 95 |
| TETHYS..... | 99 |
| RHEA | 101 |
| IAPETUS | 103 |
| HYPERION..... | 107 |
| DIE IRREGULÄREN SATURNMONDE..... | 109 |
| PHOEBE..... | 109 |
| DIE MONDE DER GROßPLANETEN URANUS UND NEPTUN | 111 |
| MIRANDA..... | 111 |
| ARIEL..... | 115 |
| UMBRIEL | 117 |
| OBERON..... | 118 |
| TITANIA..... | 119 |
| NEPTUNMONDE..... | 120 |
| PROTEUS | 120 |
| TRITON | 121 |

Vorwort

Das Ziel dieser mehrbändigen Lehrbuchreihe ist es, grundlegende Erkenntnisse über die Welt außerhalb unserer Erde in systematischer Weise auf einem Niveau, den man im amerikanischen als „undergraduate“ bezeichnen würde, dem Leser näher zu bringen. Dabei wurde sowohl eine gewisse Ausführlichkeit als auch Aktualität (hier etwa 2007) – soweit das bei den einzelnen Themenkomplexen überhaupt möglich ist – angestrebt. Gerade in der Astronomie und Astrophysik beobachtet man gegenwärtig innerhalb kürzester Zeiträume einen enormen Wissenszuwachs, wie man es bei anderen Wissenschaften in diesem Umfang her nur begrenzt kennt. Allein während der Arbeit an dieser Buchreihe erforschte die Raumsonde „Galilei“ das Jupitersystem, erreichte „Cassini“ den Saturn mit seinem komplexen Ringsystem und „Huygens“ die Oberfläche des Saturnmondes Titan; eine ganze Anzahl von „Transplutos“ mit „Eris“ an der Spitze wurden entdeckt, was u.a. dazu führte, daß der neue Begriff „Zwergplanet“ in die astronomische Terminologie eingeführt wurde und die bekannten Merksätze für die Planeten unseres Sonnensystems nur noch bedingt gültig waren und umformuliert werden mußten ...

Während es vor 30 Jahren nicht sonderlich schwierig war, die Anzahl und die Namen der Satelliten der Planeten unseres Sonnensystems aufzusagen, ist das heute längst nicht mehr möglich. Man hat sogar den Eindruck, daß es zunehmend schwieriger wird, für die neuentdeckten Objekte überhaupt Namen zu finden, wie die vielen noch vorläufigen Bezeichnungen der neuentdeckten Jupiter- und Saturnmonde zeigen. Und schließlich soll in diesem Zusammenhang nur noch auf den inflationären Zuwachs an Entdeckungen von Exoplaneten allein im letzten Jahrzehnt hingewiesen werden, die uns viele neue Einsichten in die Struktur und Entstehung von Planeten und Planetensystemen gewährt haben. Gerade an Planeten um weit entfernte Sterne entzündet sich unsere Phantasie, wie die vielen künstlerischen Darstellungen beweisen, die man bei der Recherche im Internet leicht auffinden kann.

Ziel dieser „Einführung“ in die Astronomie und Astrophysik ist es Leser anzusprechen, die einen nicht zu kompakten Einstieg in diese Wissenschaft in deutscher Sprache wünschen und auch daran interessiert sind, an die im Internet oder über Zeitschriften zugängliche Fachliteratur herangeführt zu werden. Angesprochen sind in erster Linie Schüler der Abiturstufe unserer Gymnasien, ihre Lehrer, Studenten der ersten Studienjahre sowie selbstverständlich auch die wachsende Zahl an Liebhaberastronomen (so wie der Autor), die mehr wissen wollen über die Objekte, die sie in ihren „Backyard“- Observatorien oder an Volks- und Schulsternwarten beobachten.

Auf Zitierungen wurde im Text – dem Charakter eines Lehrbuches entsprechend – weitgehend verzichtet. Fachaufsätze lassen sich mittlerweile leicht über Google Scholar oder über das Astrophysics Data System (ADS) recherchieren.

Zum Schluß möchte ich mich noch bei meinem Freunden, Bekannten und Kollegen bedanken, die mich mittelbar und unmittelbar während der Zeit der Erarbeitung dieser Buchreihe unterstützt haben.

M.Scholz

Herbst 2007

Satelliten und Satellitensysteme

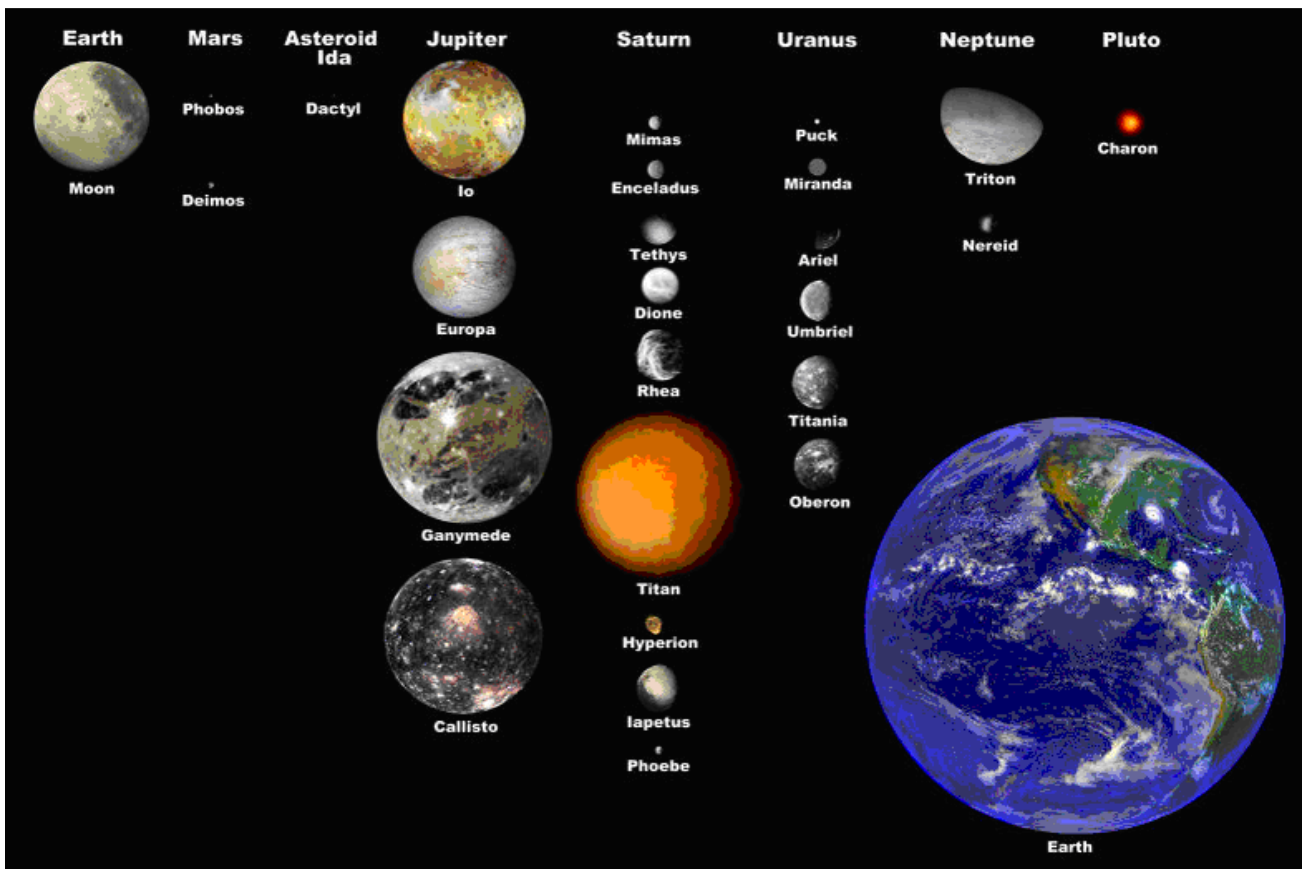
Himmelskörper, die einen Planeten, Zwergplaneten oder Planetoiden umkreisen (d.h. deren Bewegung von der Gravitation des Mutterplaneten dominiert wird), bezeichnet man als Satelliten oder Monde. In unserem Sonnensystem sind mittlerweile weit über 200 dieser Objekte – in der Mehrzahl kleine Körper unter 200 Kilometer Durchmesser – entdeckt worden und die Entdeckungen reißen nicht ab, wie z.B. der Nachweis von zwei neuen Neptunmonden auf Aufnahmen von Voyager 2 (Vorbeiflug 1989) im Jahre 2003 zeigt. Auch Cassini fand kurz nachdem er 2004 den Saturn erreicht hatte, gleich zwei neue Monde des Ringplaneten. Man kann davon ausgehen, daß es bei den Riesen- und Großplaneten noch viele weitere unentdeckte Kleinmonde gibt. Die meisten Satelliten besitzen die Planeten Jupiter bis Neptun. Das ist auch nicht weiter erstaunlich. Aufgrund ihrer riesigen Hill-Sphären sind sie in der Lage, alle möglichen Körper aus dem Planetoiden- und Kuipergürtel einzufangen und als irreguläre Monde ihrem privaten Satellitensystem einzuverleiben. Besonders interessant und deshalb auch im Brennpunkt der Forschung sind die planetenähnlichen Großmonde zu denen z.B. die Galileischen Monde des Jupiter und der wolkenverhangene Titan (Saturn) gehören. Sie werden in den folgenden Abschnitten im Einzelnen besprochen.

Aber auch Planetoiden reisen nicht immer allein durch das Sonnensystem. In den letzten Jahren konnten bei einer beträchtlichen Anzahl von diesen Objekten Begleiter ausgemacht werden. Der unregelmäßig geformte Planetoid (87) Sylvia (192x132x116 km) besitzt sogar zwei kleine Begleiter, die nach den mythischen Gründern der ewigen Stadt Rom Romulus (ca. 18 km groß) und Remus (ca. 7 km groß) benannt sind.

| Planet | Anzahl |
|----------------------|--------|
| Merkur | 0 |
| Venus | 0 |
| Erde | 1 |
| Mars | 2 |
| Jupiter | 63 |
| Saturn | 60 |
| Uranus | 27 |
| Neptun | 13 |
| Zwergplanet | |
| Pluto | 3 |
| Eris | 1 |
| 2003 EL61 | 2 |
| Kleinplaneten | |
| mit einem ... | 38 |
| mit zwei ... | 1 |

Anzahl der bekannten Monde der planetaren Körper im Sonnensystem (Stand 2007)

Der „Prototyp“ eines Mondes ist natürlich der Erdmond. Er ist der einzige Himmelskörper, den Menschen bis heute betreten haben. Seine Bedeutung für uns erschöpft sich nicht im „kleinen Himmelslicht“. Ohne Mond – darauf deuten zumindest neuere Forschungsergebnisse hin -, wäre es auf der Erde niemals zur Entwicklung von höheren Lebensformen gekommen. Ohne Mond gäbe es keine Gezeiten und auch die Lage der Erdachse wäre vielleicht nicht so stabil, wie sie glücklicherweise ist. Und die Erde würde sehr viel schneller rotieren (oder auch sehr viel langsamer, wenn die moderne Theorie der Mondentstehung stimmt, s. u.). Alle diese Einflüsse führen zu dem bemerkenswerten Umstand, daß das Klima der Erde über Jahrmilliarden hinweg die für die Existenz von Leben notwendige Stabilität aufbringt. Also ohne Mond keine Tiere, keine Pflanzen, keine Menschen – die Erde wäre wüst und leer...



Die großen Monde des Sonnensystems im Vergleich zur Größe der Erde

Während der Erdmond mit hoher Wahrscheinlichkeit bei einer Kollision der Erde mit einem marsgroßen Himmelskörper entstanden ist, sind die beiden winzigen Monde des Mars – bezeichnenderweise „Furcht“ (Phobos) und „Schrecken“ (Deimos) genannt – eingefangene Kleinplaneten aus dem Planetoidengürtel.

Jupiter besitzt ein ganzes System unterschiedlich großer Monde. Z.Z. sind 4 Monde mit einem Durchmesser über 1000 km, 3 Monde mit einem Durchmesser zwischen 100 und 300 km und 56 Zwergmonde unter 100 km Durchmesser bekannt.

Schaut man sich diese Monde etwas genauer an (siehe Tabelle), dann erkennt man, daß sie mehrere unterscheidbare Gruppen bilden:

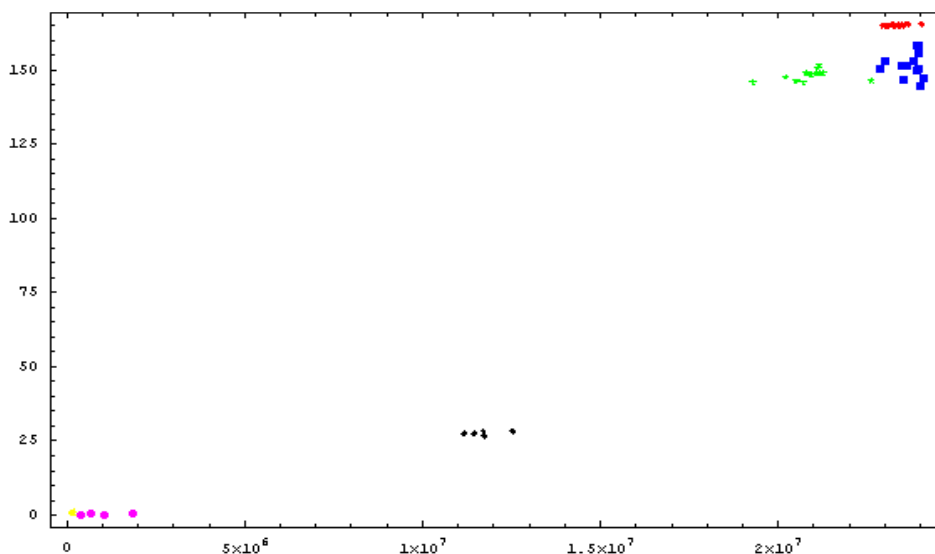
Monde der Planeten des Sonnensystems

1. Metis,Adrastea, Amalthea und Thebe sind die vier innersten Kleinmonde. Bis auf Amalthea wurden sie alle bei den Voyager-Vorbeiflügen im Jahre 1979 entdeckt. Ihre Bahnen verlaufen im Bereich des Jupiter-Ringsystems. Die Bahnen von Metis undAdrastea kennzeichnen dabei die innere und äußere Grenze des Hauptrings. Von diesen beiden Monden stammt zumindest ein Teil des feinen Materials, aus dem die dünnen Staubringe bestehen. Sie sind übrigens die einzigen bekannten Monde, die Jupiter schneller umlaufen als er rotiert. Man bezeichnet diese Gruppe als Amalthea-Gruppe.
2. Die Galileischen Monde Io, Europa, Ganymed und Kallisto bilden die Gruppe der Großmonde. Bis auf Europa sind sie alle größer als der Erdmond. Ganymed ist mit einem Durchmesser von 5262 km sogar der größte Mond des Sonnensystems. Eine besondere Überraschung ist Io, da er einen intensiven aktiven Vulkanismus besitzt. Die anderen drei bestehen zu einem überwiegenden Teil aus Wassereis und werden deshalb manchmal auch als „Eismonde“ bezeichnet.
3. Zur dritten Gruppe gehört nur ein Mond – S/2000 J1 (Themisto). Er bewegt sich auf einer stark geneigten Umlaufbahn (Bahnneigung in Bezug zur Äquatorebene von Jupiter ca. 43°) in einer mittleren Entfernung von 7.5 Millionen Kilometern einmal in 130 Tagen um Jupiter. Er ist der erste Vertreter der sogenannten irregulären Monde. Darunter versteht man planetare Körper (Planetoiden), die von Jupiter im Laufe der Zeit eingefangen oder bei Zusammenstößen untereinander gebildet worden sind. Themisto wurde am 30. September 1975 von dem bekannten Planetenforscher CHARLES T.KOWAL und seiner Kollegin ELIZABETH ROEMER entdeckt und blieb dann 25 Jahre lang verschollen. Erst seit dem Jahr 2000 konnte er wieder regelmäßig - auch aufgrund der verbesserten Beobachtungsmethoden- verfolgt werden.
4. Von den Monden der vierten Gruppe („Himalia-Gruppe“) ist nur wenig bekannt. Sie umkreisen in einer Entfernung von 11 bis 12.5 Millionen Kilometern rechtläufig (prograd) den Jupiter, wobei ihre Bahnneigung zwischen 22.4° und $35,2^\circ$ liegt. Zu dieser Gruppe aus 5 Monden gehören Leda (Durchmesser ~ 20 km), Himalia (170 km), Lysithea (~ 36 km), Elara (86 km) und S/2000 J11 (~ 4 km) . Nach einer Konvention werden alle kleineren Monde, die sich prograd um den Jupiter bewegen, mit einem Namen versehen, der auf „a“ endet. Die Namen von rückläufigen irregulären Monden der folgenden Gruppen enden dagegen immer auf „e“. Die Umlaufzeiten der Monde aus der Himaliagruppe liegen zwischen 240 und 260 Tagen.
5. Zur „Carme-Gruppe“ werden gegenwärtig 17 Kleinmonde gezählt (S/2003 J10 gilt wegen seiner vom Mittel stark abweichenden Bahnexzentrizität von $e=0.4295$ als Wackelkandidat), von denen Carme mit einem Durchmesser von 46 km der Größte ist. Die Monde dieser recht gut unterscheidbaren Gruppe bewegen sich auf stark elliptischen Bahnen in einer mittleren Entfernung zwischen 22.9 und 24.1 Millionen Kilometer rechtläufig um Jupiter. Die Bahnneigungen variieren dabei zwischen $i=145.7^\circ$ und 154.8° . Zur Carme-Gruppe gehören S/2003 J17, (S/2003 J10), Pasithee, Chaldene, Arche, Isonoe, Erinome, Kale, Aitne, Taygete, S/2003 J9, Carme, S/2003 J5, S/2003 J19, S/2003 J1, S/2003 J11 und Kalyke.
6. Auch die 13 Monde der „Pasiphae-Gruppe“ bewegen sich auf außergewöhnlich ähnlichen Bahnen um Jupiter. Die großen Halbachsen liegen dabei zwischen 22.8 und 24.1 Millionen Kilometer. Sie besitzen Exzentrizitäten zwischen 0.25 und 0.43 und der Bereich der Bahnneigungen erstreckt sich zwischen 144.5° und 158.3° . Auch diese Monde bewegen sich retrograd, d.h. entgegen der

Rotationsrichtung des Jupiters, um den Planeten. Zu dieser Gruppe gehören Eurydome, S/2003 J23, Hegemone, Pasiphae, Sponde, Cyllene, Megaclite, S/2003 J4, Callirrhoe, Sinope, Autonoe, Aoede und S/2003 J14. Die Satelliten der Pasiphae-Gruppe benötigen ungefähr 2 Jahre für einen Umlauf um den Jupiter.

7. Ananke-Gruppe: Die etwas heterogene „Ananke-Gruppe“ besteht aus 8 sicheren („Kern“) und aus 8 wahrscheinlichen Mitgliedern, die sich auf retrograden Bahnen in einer mittleren Entfernung zwischen 19.3 und 22.7 Millionen Kilometer um den Jupiter bewegen. Die Neigung ihrer Bahnen zur Bahnebene des Jupiters liegt im Bereich zwischen 145.7° und 154.8° . Es gibt Hinweise dafür, daß die Gruppe aus dem kollisionsbedingten Zerfall eines ca. 30 km großen, eingefangenen Planetoiden entstanden ist. Die Kernmitglieder sind S/2003 J16, Mneme, Euanthe, Harpalyke, Prexidike, Thyone, Ananke (Durchmesser ca. 28 km) und Iocaste. Zu den „wahrscheinlichen“ Mitgliedern gehören Euporie, S/2003 J3, S/2003 J18, Orthosie, Thelxinoe, Hermippe, Helike und S/2003 J15.

Als reguläre Monde werden i.d.R. Satelliten bezeichnet, die sich auf einer nahezu kreisförmigen Bahn im Bereich der Bahnebene des Planeten prograd um diesen bewegen. Im Fall Jupiters trifft das auf die ersten beiden Gruppen zu. Irreguläre Satelliten zeichnen sich dagegen durch eine große Bahnexzentrizität und eine meist beachtlich Neigung gegenüber der Bahnebene ihres Planeten aus. Ihre Bewegungsrichtung kann sowohl prograd (Himalia-Gruppe) als auch retrograd sein.



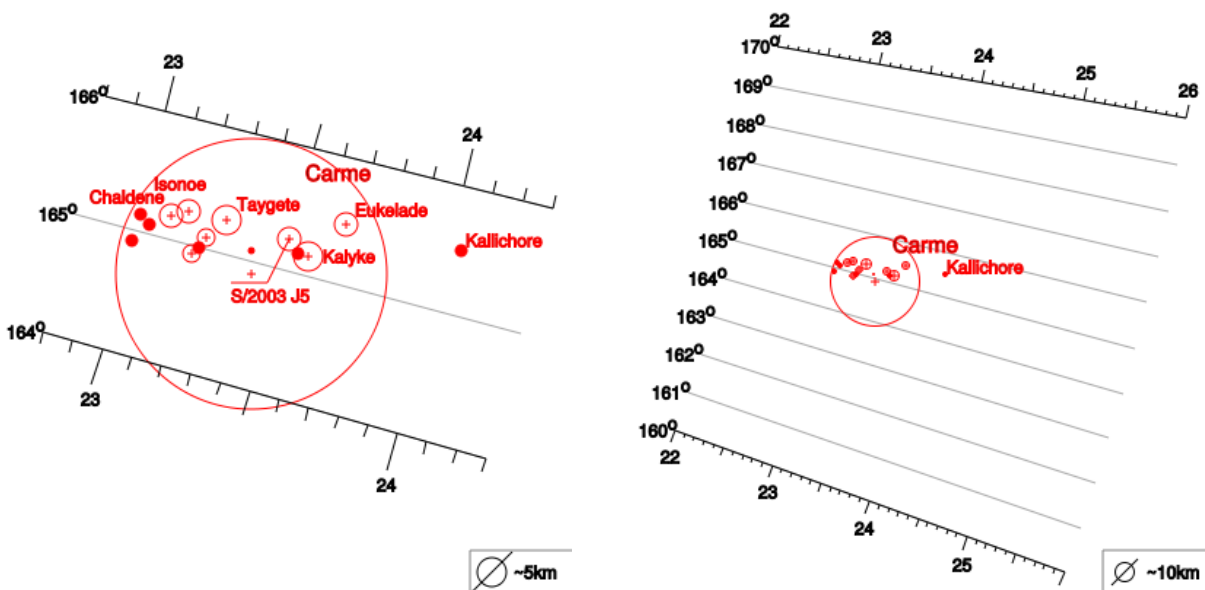
Jupitermondsystem. Die Abszisse gibt die Entfernung zu Jupiter (große Halbachse a der Bahn) und die Ordinate die Bahnneigung i an. Gelb: Amaltheagruppe, Lila: Galilei'sche Monde, Schwarz: Himaliagruppe, Grün: Anakegruppe, Rot: Carmegruppe, Blau: Pasiphaegruppe

Alle bekannten Jupitermonde befinden sich in der ersten Hälfte der Hill-Sphäre um Jupiter, die einen Radius von ca. 735 Jupiterradien besitzt. Dabei sind aus himmelsmechanischen Gründen Satelliten auf großen retrograden Bahnen etwas weniger stark durch Störungen (z.B. der Sonne) beeinflussbar als Satelliten, die sich rechtläufig um ihren Heimatplaneten bewegen. Dieser Sachverhalt ist wichtig, um die Frage zu klären, ob Systeme aus kleinen irregulären Satelliten Langzeitstabil sind oder nicht. Wie bereits YOSHIHIDE KOZAI 1962 festgestellt hat, neigen irreguläre Satelliten mit einer großen Bahnneigung dazu, ihre Bahnelemente unter der Einwirkung von solaren Störungen auf ihren Mutterplaneten derart zu verändern, daß es im Resonanzfall entweder zum Herausschleudern des

Monde der Planeten des Sonnensystems

Mondes aus der Hill-Sphäre oder zu einer Kollision mit dem Heimatplaneten bzw. mit einem regulären Satelliten kommt. Grund dafür ist, daß sich die Größe $\sqrt{1-e^2} \cos i$ insgesamt nicht ändert (Kozai-Effekt). Auf diese Weise können unter der Einwirkung von Störungen ursprünglich nahezu kreisförmige Bahnen mit großem i im Laufe der Zeit in langgestreckte Ellipsen mit kleinem i übergehen. Dabei muß noch erwähnt werden, daß die große Bahnhalbachse a dieser Monde einen kritischen Wert übersteigen muß, der u. a. vom Verhältnis der Planetenmasse zur Sonnenmasse, von der großen Bahnhalbachse und vom Radius des Planeten sowie von dessen Gravitationsfeld abhängt. Mit größer werdender Exzentrizität kann der planetennächste Punkt (Periapsis) in den Bereich der regulären Monde gelangen, was die Wahrscheinlichkeit eines Zusammenstoßes erhöht. Auch eine Kollision mit dem Mutterplaneten ist dann möglich. Auf die gleiche Art und Weise kann aber auch der planetenfernste Punkt (Apoapsis) bei abnehmender Bahnneigung die Hill-Grenze erreichen und der Mond in den interplanetaren Raum verschwinden.

Eine genaue Untersuchung der Bahnen der irregulären Monde Jupiters mittels Computersimulationen hat jedoch gezeigt, daß die heute manifesten Gruppen dieser Monde trotz planetarer und solarer Störungen weitgehend - und zwar über den Zeitraum des Bestehens des Sonnensystems - stabil sind (NESVORNY et.al. 2003). Wie man analytisch zeigen kann, sind retrograde Bahnen, deren Abstand vom Mutterplaneten kleiner als $0.7 r_{Hill}$ ist, weitgehend stabil. Bei prograden Bahnen liegt diese Stabilitätsgrenze bei ungefähr $0.5 r_{Hill}$. Alle bekannten irregulären Monde Jupiters liegen unterhalb dieser Grenze. Betrachtet man die Kraterbedeckung der Galileischen Monde mit Ausnahme von Io, dann läßt sich vermuten, daß die heutigen irregulären Satelliten Überlebende einer früher bedeutend größer gewesenen Population von Kleinmonden sind, die im Laufe der Zeit dynamisch ausgedünnt wurde. Der Bereich der ursprünglichen Bahnneigungen, der gemäß dem Kozai-Effekt davon hauptsächlich betroffen ist, liegt zwischen 55° und 130° . Das erklärt auch, warum man in diesem Bereich noch keinen Jupitersatelliten gefunden hat. Nur Carpo liegt mit seiner Bahnneigung von $i=51.395^\circ$ nahe dem unteren Grenzwert von 55° .



Kompaktheit der Carpe-Gruppe. Aufgetragen ist die Position der Gruppenmitglieder in der i - a -Ebene.

Auffällig ist die Gruppenbildung der äußeren irregulären Satelliten des Jupitersystems, was Fragen über ihre Entstehung aufwirft. Diese Gruppenbildung äußert sich in auffallend ähnlichen Bahnelementen ihrer Mitglieder, was offensichtlich nicht zufallsbedingt sein kann. Man wird unweigerlich an die Hirayama-Familien der Hauptgürtel-Planetoiden erinnert was bedeuten würde, daß diese Gruppen durch den Zerfall (ausgelöst durch Kollisionen) eines jeweils größeren Ausgangskörpers entstanden sind. Das läßt sich prinzipiell überprüfen, in dem man zusätzlich untersucht, ob die einzelnen Mitglieder auch in ihren physischen Eigenschaften (Dichte, Albedo in verschiedenen Spektralbereichen) zusammenpassen. Spektralphotometrische Untersuchungen haben im Fall des Jupitersystems ergeben, daß sich die prograd bewegenden Satelliten von den anderen irregulären Satelliten leicht in ihrer Färbung unterscheiden. Die Himalia-Gruppe scheint z.B. aus den Bruchstücken eines relativ homogen aufgebauten Körpers, dessen Material man dem Typ D zuordnen kann (siehe ...), zu bestehen. Die sich retrograd um Jupiter bewegenden Satellitengruppen tendieren in ihrer Färbung dagegen mehr zu Objekten, die man im Hauptgürtel als C-Planetoiden klassifizieren würde. Die geringe Dispersion der Bahnelemente der Carme - und Ananke weisen auf die Entstehung durch eine einfache Kollision hin. Bei der Pasiphae-Gruppe gibt es über deren Entstehung noch keine einheitliche Meinung. Das liegt in der größeren Streubreite der Bahnelemente (insbesondere i) und auch in Unterschieden in der Färbung einzelner Gruppenmitglieder. Hier scheinen sich Objekte vom D-Typ mit Objekten vom C-Typ zu mischen.

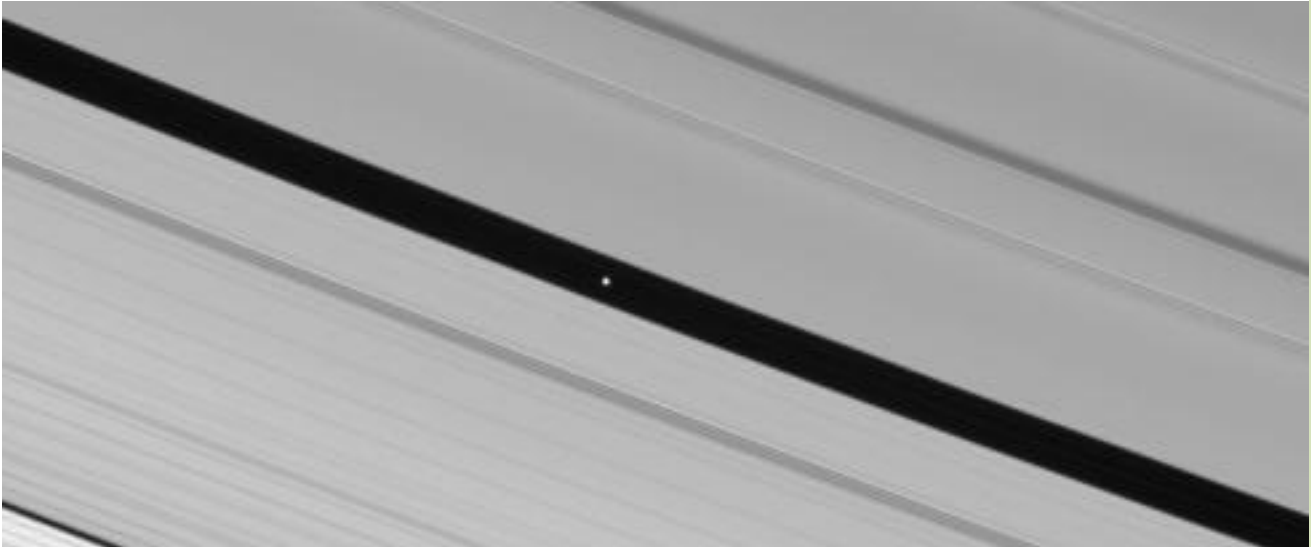
Saturn als zweitgrößter Planet unseres Sonnensystems besitzt wie Jupiter auch ein ausgedehntes Satellitensystem, von dem z.Z. (2007) 60 Mitglieder bekannt sind. Die „Dunkelziffer“ dürfte aber weitaus größer sein. Auch dieses System zeigt eine eigenartige Systematik. Wie Jupiter hat Saturn ein paar reguläre Monde mit einem Durchmesser von über 1000 Kilometern (Tethys, Dione, Rhea, Titan und Iapetus). Sie sind bereits mehr oder weniger leicht mit mittleren Amateurfernrohren von der Erde aus zu beobachten. Aus dieser Reihe sticht besonders Titan hervor, der mit einem Durchmesser von 5150 km für einen Mond außergewöhnlich groß ist und eine dichte, weitgehend undurchsichtige Atmosphäre besitzt. Er ist ein wichtiges Ziel der Cassini / Huygens-Mission, die im Jahr 2004 den Saturn erreichte und Titan im Besonderen mittels einer Eintauchsonde (Huygens) untersucht hat. Mittlerweile (2007) gehört Titan mit zu den am besten untersuchten Planetenmonden. Deshalb wird über ihn auch in einem extra Kapitel ausführlich berichtet.

Die Saturnmonde kann man ähnlich wie die Jupitersatelliten in verschiedene Gruppen einteilen.

1. Pan. Dieser etwa 20 km große Eisbrocken bewegt sich innerhalb der Encke-Teilung des Saturnrings und hält ihn als „Schäferhundmond“ mehr oder weniger partikelfrei. Seine Existenz hatte man bereits 1985 vorhergesagt. Denn nur so ließen sich bestimmte Feinstrukturen dieser schmalen Ringlücke erklären, die man auf den Voyager-Bildern erkennen konnte. Die besten Aufnahmen dieses kleinen Mondes gelangen aber erst der Cassini-Sonde. Dicht an der Außenkante des A-Rings entdeckte RICHARD J.TERRILE auf Voyager-1 Aufnahmen den später „Atlas“ genannten Mond. Dieser etwas längliche Kleinmond hat die Abmessungen 36 x 8 km. und besteht entsprechend seiner Dichte von 630 kg/m^3 genauso wie Pan zum größten Teil aus Wassereis. Er stabilisiert als „Schäferhundmond“ offensichtlich Teile des A-Rings. Am 6.Mai 2005 konnte CAROLYN PORCO einen weiteren Kleinmond innerhalb des Saturnringsystems auf Cassini-Aufnahmen nachweisen. Dieser Mond, der für die Keeler-Teilung verantwortlich ist, bekam den Namen Daphnis und ist nur 6- 8 km groß.

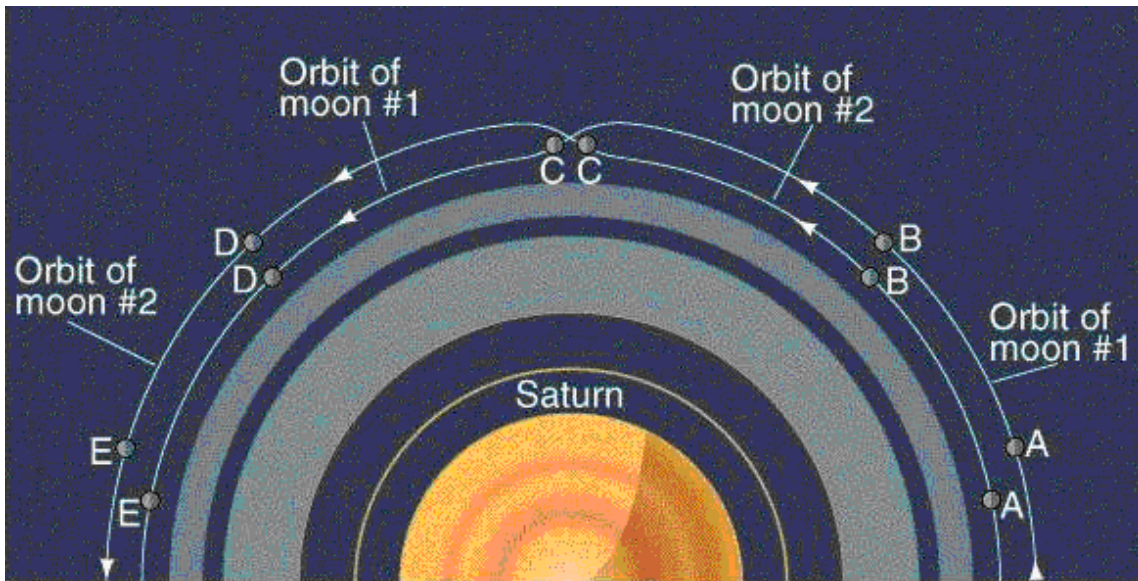
Monde der Planeten des Sonnensystems

- Prometheus (144 x 68 km) und Pandora (110 x 62 km) stabilisieren als Shephard-Monde den schmalen F-Ring (siehe Abschnitt Saturn-Ringe). Sehr unsicher sind noch die im gleichen Bereich angesiedelten Objekte S/2004 S3, S/2004 S4 und S/2004 S6, die auf Cassini-Aufnahmen des F-Rings entdeckt wurden, deren Klassifikation aber weiterhin umstritten ist.



Der Saturnmond Pan bewegt sich innerhalb der Encke-Teilung des Saturnrings. Diese Aufnahme gelang der Cassini-Sonde am 19. Januar 2007 aus einer Entfernung von ungefähr 1 Million Kilometer

- Himmelsmechanisch hochinteressant sind das Mondpaar Epimetheus (135 x 108 x 105 km) und Janus (194 x 190 x 154 km). Beide bewegen sich koorbital mit fast gleichem Abstand um Saturn. Die Differenz der Achsen der beiden Bahnen beträgt lediglich 50 km. Auch in ihren Umlaufzeiten unterscheiden sie sich nur sehr wenig (ca. 30 s pro Umlauf), was dazu führt, daß sie sich quasi alle 4 Jahre begegnen (und eigentlich zusammenstoßen müßten). Da es dabei zu keiner Kollision kommt, hängt mit einem Phänomen zusammen, das man Drehimpulsaustausch nennt. Nach dem 3. Keplerschen Gesetz bewegt sich der innere Mond schneller als der Äußere. Kurz bevor er den äußeren Mond eingeholt hat, gewinnt er jedoch etwas an Bahndrehimpuls, so daß er auf eine Bahn mit einer etwas größeren Halbachse wechseln muß während der ehemals äußere Mond die Position des Inneren einnimmt (d.h. er verliert Drehimpuls und wird deshalb etwas schneller). Der jetzt äußere Mond bleibt zurück und es kommt zu keinem Zusammenstoß. Auf diese Weise vertauschen Janus und Epimetheus regelmäßig ihre Bahnen wobei noch nicht völlig klar ist, ob dieser Zustand über sehr lange Zeiträume stabil ist. Die nächste Begegnung der beiden Monde fand 2006 statt. Bis dahin befand sich Epimetheus näher an Saturn als Janus. Ein weiteres koorbitales Mondpaar bilden Dione (Durchmesser 1120 km) und der Zwergmond Helene (32 km). Der mittlere Abstand beider Bahnen beträgt rund 300 km. Da sich Helene im Bereich des vierten Lagrangepunktes von Dione bewegt, kommt es jedoch zu keinem „Bahntausch“ wie bei Epimetheus und Janus.
- Mit Mimas beginnt der Bereich der größeren regulären Monde: Mimas (Durchmesser 397 km), Enceladus (504 km), Tethys (1060km), Dione (1118 km), Rhea (1528 km), Titan (5150 km), Hyperion (360 x 280 x 225 km) und Iapetus (1436 km). Bis auf Titan scheinen sie alle primär aus Wassereis zu bestehen. 2004 entdeckte Cassini zwei weitere Kleinmonde, die hinter Mimas angesiedelt sind (S/2004 S1 und S/2004 S2). 2007 kam noch ein weiterer Kleinmond, der sich zwischen der Mimas- und Enceladusbahn bewegt, hinzu (S/2007 S4)



Epimetheus und Janus können beim Überholen ihre Bahnen tauschen



Epimetheus und Janus nach ihrer nahen Begegnung im Januar des Jahre 2006, aufgenommen mit der Telekamera von Cassini aus einer Entfernung von 452000 km

5. 60° vor und 60° nach Tethys – d.h. in den Lagrangepunkten des Systems Saturn-Tethys bzw. Saturn-Dione befinden sich die nur etwa 30 km großen länglichen Monde Telesto und Calypso. Sie stellen quasi die „Trojaner“ im Saturn-System dar. Ein weiterer „Trojaner“ ist der Kleinmond Helene, der an den führenden Lagrangepunkt L4 von Dione gebunden ist.
6. Hinter Iapetus beginnt das artenreiche Gebiet der irregulären Satelliten. Es handelt sich dabei bis auf eine Ausnahme (Phoebe) um sehr kleine (4 bis 40 km Durchmesser) Objekte, von denen bis jetzt (2007) 36 entdeckt wurden. Von diesen umkreisen 27 den Planeten retrograd und 8 prograd. Bei ihnen scheint es sich ausnahmslos um eingefangene Planetoiden oder um Trümmerteile davon zu

Monde der Planeten des Sonnensystems

handeln, welche - wie bei Jupiter - Satellitenfamilien bilden. Phoebe – ein fast runder Mond mit den Maßen 230 x 210 km, bewegt sich rückläufig auf einer stark zum Saturnäquator geneigten ($i=174.7^\circ$) Bahn in 550.4 Tagen um den Ringplaneten. Er ist fast sicher ein eingefangener Kleinplanet. Nach der IAU-Konvention erhalten alle irregulären retrograden Saturnsatelliten Namen, die sich an dem nordischen Sagenkreis orientieren. Für die Benennung von Satelliten auf prograden Bahnen dienen entweder Namen aus dem gallischen Sagenbereich ($i \sim 34^\circ$, Albiorixgruppe) oder aus dem Sagenschatz der Inuit ($i \sim 46^\circ$, Siarnaqgruppe).

Die gegenwärtige Nachweisgrenze von irregulären Satelliten im äußeren Saturnsystem liegt bei Objekten mit einem Durchmesser von ca. 5 - 6 Kilometer. Wenn man bedenkt, daß es im Jupitersystem eine Vielzahl noch kleinerer Objekte gibt, kann man davon ausgehen, daß auch das Saturnsystem noch eine große Anzahl weiterer Kleinmonde der Entdeckung harren.

Das Satellitensystem des Uranus ähnelt dem des Saturns und ist mit z. Z. 27 bekannten Monden auch gut belegt. Die 15 regulären Monde passen sich in ihrer Bahn der Äquatorebene von Uranus an, dessen Rotationsachse wiederum fast in der Bahnebene liegt. Diese Anomalität führen die Himmelsmechaniker auf einen Zusammenstoß mit einem etwa erdgroßen Planeten in der Frühgeschichte des Sonnensystems zurück.

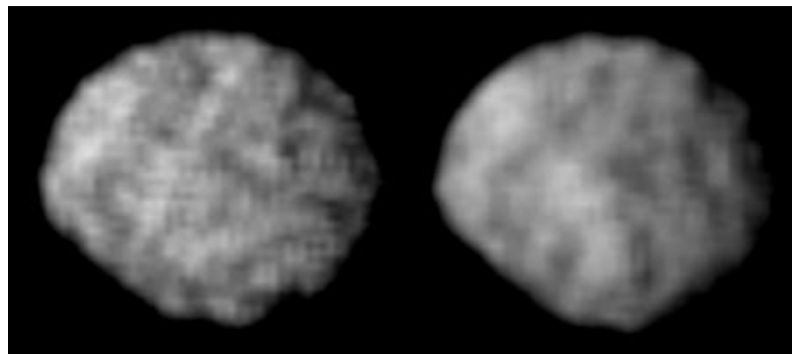
1. Cordelia und Ophelia entsprechen im Saturnsystem den Monden Prometheus und Pandora, d.h. es handelt sich um „Schäferhundmonde“, die den Epsilon-Ring zusammenhalten. Sie sind nur 26 bzw. 32 km groß.
2. Hinter den Ringen, ab einer Entfernung von 33600 km vom Planeten, beginnt ein ca. 30000 km breiter Streifen, in denen sich 8 Zwergmonde befinden. Der Größte von Ihnen – Puck – erreicht gerade mal einen Durchmesser von 154 km. Alle anderen liegen zwischen 44 und 110 km Durchmesser.
3. Die fünf Großmonde Miranda (471 km), Ariel (1158 km), Umbriel (1169 km), Titania (1578 km) und Oberon (1523 km) wurden teleskopisch entdeckt. Sie konnten alle von Voyager 2 fotografiert werden.
4. Irreguläre Monde. Gegenwärtig sind 9 irreguläre Monde bekannt. Sie bewegen sich weit außerhalb der Oberon-Bahn in knapp 1.5 (Caliban) bis ungefähr 7.9 Jahren (Ferdinand) einmal um Uranus. Ihr Durchmesser liegt in etwa zwischen 30 und 190 km.

Von den 13 bekannten Neptunmonden wurden 6 auf Aufnahmen von Voyager 2 entdeckt. Der größte Mond – Triton (2700 km) – ist seit 1846 bekannt. Er wurde von WILLIAM LASSELL (1799-1880) visuell aufgefunden. Erst 1949 gelang dem bekannten Planetenforscher GERARD KUIPER (1905-1973) die Entdeckung von Nereid (340 km) – dem einzigen größeren irregulären Satelliten im Neptun-System. Es ist klar, daß während der kurzen Stippvisite von Voyager 2 im Jahre 1989 nur ein paar der sicherlich zahlreichen Kleinmonde gefunden werden konnten. Interessant ist, daß fünf der Kleinmonde sich innerhalb des Ringsystems von Neptun aufhalten. 2003 ist von den Astronomen vom „*Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics*“ als Ergebnis einer systematischen Suche die Entdeckung von 3 neuen kleineren Monden (Durchmesser um die 40 km) gemeldet worden. Es handelt sich dabei um irreguläre Monde, die in einem Abstand von ungefähr 0.14 AE Neptun umlaufen. Aufgrund ihrer

Bahnlage nimmt man an, daß sie Bruchstücke eines größeren Körpers sind, der bei einer kosmischen Kollision mit einem Kometen oder Planetoiden zerplatzt ist.

Ein pathologischer Fall stellt das System Pluto-Charon dar. Eigentlich müßte man es als „Doppel-Kuiper-Objekt“ oder nach der neuen Nomenklatura „Doppel-Zwergplanet“ bezeichnen. Von der Größe her ist Charon mit Umbriel oder Ariel aus dem Uranus-System vergleichbar. Nur daß der dazugehörige Planet – Pluto – gerade einmal doppelt so groß ist wie sein Mond. Und Pluto selbst ist wiederum merklich kleiner als die Galileischen Jupitermonde. Der Abstand beider Körper beträgt übrigens nur 8.5 Plutodurchmesser... Außerdem besitzt Pluto - wie seit 2005 bekannt ist, noch zwei weitere Kleinmonde (Durchmesser in der Größenordnung von 100 bis 150 Kilometer), die den Namen Nyx und Hydra erhalten haben.

Nach dieser kurzen Vorstellung der Satellitensysteme der Planeten unseres Sonnensystems sollen im Folgenden einige bemerkenswerte Monde etwas detaillierter beschrieben werden.



Voyager-Aufnahmen des Neptunmondes Larissa (Durchmesser ~ 192 km)

Tabelle Jupitersatelliten

| Nr | Name | a [km] | e | i | T | D [km] | M [kg] | Mag |
|----|------------|------------|--------|--------|-----------|--------|---------------------------|------|
| 1 | Metis | 127 969 | 0.0012 | 0.8 | 0.294780d | 43 | 9.5467 x 10 ¹⁶ | 17.5 |
| 2 | Adrastea | 128 980 | 0.0018 | 0.8 | 0.29826d | 16.4 | 1.8894 x 10 ¹⁶ | 18.7 |
| 3 | Amalthea | 181 400 | 0.0031 | 0.388 | 0.49818d | 262u | 2.1 x 10 ¹⁸ | 14.1 |
| 4 | Thebe | 221 900 | 0.0018 | 1.070 | 0.6745d | 98.6 | 7.557 x 10 ¹⁷ | 16.0 |
| 5 | Io | 421 600 | 0.004 | 0.04 | 1.769138d | 3643.2 | 8.94 x 10 ²² | 5.0 |
| 6 | Europa | 670 900 | 0.0101 | 0.470 | 3.551181d | 3121.6 | 4.88 x 10 ²² | 5.3 |
| 7 | Ganymed | 1 070 600 | 0.0015 | 0.195 | 7.16d | 5268 | 1.482 x 10 ²³ | 4.6 |
| 8 | Kallisto | 1 883 000 | 0.007 | 0.281 | 16.6890d | 4820.6 | 1.076 x 10 ²³ | 5.7 |
| 9 | Themisto | 7 507 000 | 0.2420 | 43.075 | 130.02d | 8 | 6.9 x 10 ¹⁴ | 21 |
| 10 | Leda | 11 165 000 | 0.15 | 27.457 | 238.824d | 20 | 1.09 x 10 ¹⁶ | 19.5 |
| 11 | Himalia | 11 461 000 | 0.1623 | 27.496 | 249.726d | 170 | 6.7 x 10 ¹⁸ | 14.8 |
| 12 | Lysithea | 11 717 000 | 0.1124 | 28.302 | 256.995d | 36 | 6.3 x 10 ¹⁸ | 18.3 |
| 13 | Elara | 11 741 000 | 0.2174 | 26.627 | 257.9849d | 86 | 8.7 x 10 ¹⁷ | 16.3 |
| 14 | S/2000 J11 | 12 555 000 | 0.2484 | 28.273 | 286.95d | 4 | ~9 x 10 ⁸ | 22.4 |
| 15 | Carpo | 16 989 000 | 0.4297 | 51.395 | 456.10d | 3 | ~4.5 x 10 ¹³ | 23.0 |

Monde der Planeten des Sonnensystems

| | | | | | | | | |
|----|------------|------------|--------|---------|---------|-----|--------------------------|------|
| 16 | S/2003 J3 | 20 221 000 | 0.1970 | 147.550 | 583.88d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | 23.4 |
| 17 | S/2003 J18 | 20 514 000 | 0.0221 | 146.104 | 596.59d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | |
| 18 | S/2003 J12 | 17 582 000 | 0.5095 | 151.140 | 489.50d | 1 | ~1.5 x 10 ¹² | 23.9 |
| 19 | S/2003 J4 | 23 930 000 | 0.3618 | 149.581 | 755.24d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | 23.0 |
| 20 | Euporie | 19 302 000 | 0.144 | 145.8 | 550.7d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | 23.1 |
| 21 | S/2003 J16 | 20 957 000 | 0.2246 | 148.537 | 616.36d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | |
| 22 | Mneme | 21 069 000 | 0.2273 | 148.635 | 620.04d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | 23.3 |
| 23 | Thelxinoe | 21 162 000 | 0.2206 | 151.417 | 628.03d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | 23.5 |
| 24 | Orthosie | 20 720 000 | 0.2808 | 145.921 | 622.56d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | 23.1 |
| 25 | Euanthe | 20 799 000 | 0.232 | 148.9 | 620.6d | 4 | 4.5 x 10 ¹³ | 22.8 |
| 26 | Helike | 21 263 000 | 0.156 | 154.8 | 634.8d | 4 | 9 x 10 ¹³ | 22.6 |
| 27 | Thyone | 20 940 000 | 0.229 | 148.5 | 627.3d | 4 | 9 x 10 ¹³ | 22.3 |
| 28 | Hegemone | 23 947 000 | 0.328 | 155.2 | 739.6d | 4 | 4.5 x 10 ¹³ | 22.8 |
| 29 | S/2003 J10 | 23 041 000 | 0.4295 | 165.086 | 716.25d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | 23.6 |
| 30 | Harpalyke | 21 105 000 | 0.226 | 148.6 | 623.3d | 4 | 1.2 x 10 ¹⁴ | 22.2 |
| 31 | Hermippe | 21 131 000 | 0.210 | 150.7 | 633.9d | 4 | 9 x 10 ¹³ | 22.1 |
| 32 | Praxidike | 21 147 000 | 0.230 | 149.0 | 625.3d | 7 | 4.3 x 10 ¹⁴ | 21.2 |
| 33 | Iocaste | 21 269 000 | 0.216 | 149.4 | 631.5d | 5 | 1.9 x 10 ¹⁴ | 21.8 |
| 34 | Ananke | 21 276 000 | 0.2435 | 148.889 | 613.52d | 28 | 3.82 x 10 ¹⁶ | 18.8 |
| 35 | S/2003 J15 | 22 627 000 | 0.191 | 146.501 | 687.77d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | |
| 36 | Kallichore | 24 043 000 | 0.2640 | 165.501 | 764.73d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | 23.7 |
| 37 | S/2003 J19 | 23 533 000 | 0.2556 | 165.153 | 740.42d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | 23.7 |
| 38 | Eurydome | 22 865 000 | 0.276 | 150.3 | 717.3d | 4 | 4.5 x 10 ¹³ | 22.7 |
| 39 | S/2003 J17 | 22 992 000 | 0.2378 | 164.917 | 616.36d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | |
| 40 | Arche | 22 931 000 | 0.2588 | 165.0 | 723.9d | 3 | ~4.5 x 10 ¹³ | 22.8 |
| 41 | S/2003 J9 | 23 384 000 | 0.2632 | 165.079 | 733.29d | 1 | ~1.5 x 10 ¹² | 23.7 |
| 42 | Aoede | 23 981 000 | 0.4322 | 158.257 | 761.50d | 4 | | 22.5 |
| 43 | Autonoe | 23 039 000 | 0.334 | 152.9 | 762.7d | 4 | 9 x 10 ¹³ | 22 |
| 44 | Pasithee | 23 096 000 | 0.267 | 165.138 | 719.44d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | 23.2 |
| 45 | Chaldene | 23 179 000 | 0.251 | 165.2 | 723.8d | 3.8 | ~7 x 10 ¹³ | 22.5 |
| 46 | Isonoe | 23 217 000 | 0.246 | 165.20 | 725.5d | 4 | ~7.5 x 10 ¹³ | 22.5 |
| 47 | Kale | 23 217 000 | 0.260 | 165.00 | 729.47d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | 23.0 |
| 48 | Aitne | 23 229 000 | 0.3168 | 165.091 | 730.18d | 3 | ~4.5 x 10 ¹³ | 22.7 |
| 49 | Erinome | 23 279 000 | 0.266 | 164.90 | 728.3d | 3 | ~4.5 x 10 ¹³ | 22.8 |
| 50 | Taygete | 23 360 000 | 0.252 | 165.2 | 732.2d | 5 | ~1.6 x 10 ¹⁴ | 21.9 |
| 51 | Carme | 23 404 000 | 0.2533 | 164.907 | 747.0d | 46 | ~1.3 x 10 ¹⁷ | 17.6 |
| 52 | Sponde | 23 487 000 | 0.3121 | 150.998 | 748.34d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | 23.0 |
| 53 | Kalyke | 23 583 000 | 0.245 | 165.2 | 743.0d | 5 | ~1.9 x 10 ¹⁴ | 21.8 |
| 54 | Pasiphae | 23 624 000 | 0.4090 | 151.431 | 764.1d | 56 | ~1.92 x 10 ¹⁷ | 17.0 |
| 55 | Cyllene | 23 951 000 | 0.4116 | 150.123 | 751.94d | 2 | ~1.5 x 10 ¹³ | |

Satelliten und Satellitensysteme

| | | | | | | | | |
|----|------------|------------|--------|---------|---------|----|----------------------------|------|
| 56 | Eukelade | 23 661 000 | 0.272 | 165.5 | 746.4d | 4 | 9×10^{13} | 22.6 |
| 57 | Megaclite | 23 806 000 | 0.421 | 152.8 | 752.8d | 5 | 2.1×10^{14} | 21.7 |
| 58 | Sinope | 23 939 000 | 0.2495 | 158.109 | 769.8d | 38 | $\sim 7.77 \times 10^{16}$ | 18.1 |
| 59 | Kore | 24 011 000 | 0.3351 | 144.529 | 779.18d | 2 | $\sim 1.5 \times 10^{13}$ | |
| 60 | S/2003 J23 | 23 563 000 | 0.2714 | 146.314 | 732.44d | 2 | $\sim 1.5 \times 10^{13}$ | 23.6 |
| 61 | Callirrhoe | 24 102 000 | 0.283 | 147.1 | 758.8d | 7 | $\sim 8.7 \times 10^{14}$ | 20.8 |
| 62 | S/2003 J5 | 23 495 000 | 0.2478 | 165.247 | 738.73d | 4 | $\sim 9 \times 10^{13}$ | 22.4 |
| 63 | S/2003 J2 | 29 541 000 | 0.2255 | 160.638 | 779.99d | 2 | $\sim 1.5 \times 10^{13}$ | 23.2 |

Tabelle Saturnsatelliten

| Nr | Name | a [km] | e | i | T | D [km] | M [kg] | Mag |
|----|------------|------------|--------|-------|---------|----------|------------------------|-----|
| 1 | Pan | 133 600 | 0.000 | 0.0 | 0.575d | 20 | 4.9×10^{15} | |
| 2 | Daphnis | 136 500 | 0.000 | 0.0 | 0.594d | 7 | 1.5×10^{14} | |
| 3 | Atlas | 137 700 | 0.000 | 0.0 | 0.602d | 32 | 6.6×10^{15} | |
| 4 | Prometheus | 139 400 | 0.002 | 0.0 | 0.613d | 100 | 1.57×10^{17} | |
| 5 | Pandora | 141 700 | 0.004 | 0.0 | 0.629d | 84 | 1.36×10^{17} | |
| 6 | Epimetheus | 151 400 | 0.021 | 0.3 | 0.690d | 119 | 5.30×10^{17} | |
| 7 | Janus | 151 500 | 0.007 | 0.2 | 0.700d | 178 | 1.91×10^{18} | |
| 8 | Mimas | 185 600 | 0.021 | 1.6 | 0.940d | 397 | 3.75×10^{19} | |
| 9 | Methone | 194 000 | 0.000 | 0.0 | 1.010d | 3 | 1.5×10^{13} | |
| 10 | S/2007 S4 | 197 700 | 0.001 | 0.1 | 1.036d | ~ 2 | | |
| 11 | Pallene | 211 000 | 0.000 | 0.0 | 1.140d | 4 | 3.5×10^{13} | |
| 12 | Enceladus | 238 100 | 0.000 | 0.0 | 1.370d | 499 | 1.08×10^{20} | |
| 13 | Tethys | 294 700 | 0.000 | 0.2 | 1.890d | 1060 | 6.173×10^{20} | |
| 14 | Telesto | 294 700 | 0.001 | 1.2 | 1.890d | 24 | 7.2×10^{15} | |
| 15 | Calypso | 294 700 | 0.001 | 1.5 | 1.890d | 19 | 3.6×10^{15} | |
| 16 | Dione | 377 400 | 0.000 | 0.0 | 2.740d | 1118 | 1.096×10^{21} | |
| 17 | Helene | 377 400 | 0.000 | 0.2 | 2.740d | 32 | 2.5×10^{15} | |
| 18 | Polydeuces | 377 400 | 0.000 | 0.0 | 2.740d | 4 | 3.0×10^{13} | |
| 19 | Rhea | 527 100 | 0.001 | 0.3 | 4.518d | 1528 | 2.317×10^{21} | |
| 20 | Titan | 1 221 900 | 0.029 | 1.6 | 15.950d | 5150 | 1.345×10^{23} | |
| 21 | Hyperion | 1 464 100 | 0.018 | 0.6 | 21.280d | 266 | 5.686×10^{18} | |
| 22 | Iapetus | 3 560 800 | 0.028 | 7.6 | 79.330d | 1436 | 1.974×10^{21} | |
| 23 | Kiviuq | 11 110 000 | 0.334 | 46.2 | 449.2d | 16 | 3.3×10^{16} | |
| 24 | Ijiraq | 11 125 000 | 0.322 | 46.7 | 451.5d | 12 | 1.2×10^{15} | |
| 25 | Phoebe | 12 944 300 | 0.164 | 174.8 | 548.2d | 240 | 8.289×10^{18} | |
| 26 | Paaliaq | 15 200 000 | 0.364 | 45.1 | 686.9d | 22 | 8.2×10^{15} | |
| 27 | Skathi | 15 539 000 | 0.270 | 152.7 | 728.2d | 8 | 3.1×10^{14} | |
| 28 | Abiorix | 16 182 000 | 0.478 | 34.0 | 783.5d | 32 | 2.1×10^{16} | |
| 29 | S/2007 S2 | 16 560 000 | 0.3218 | 176.7 | 793d | ~ 6 | | |

Monde der Planeten des Sonnensystems

| | | | | | | | | |
|----|------------|------------|-------|-------|---------|----|----------------------|--|
| 30 | Bebhionn | 16 950 000 | 0.336 | 41.0 | 822d | 6 | | |
| 31 | Erriapo | 17 342 000 | 0.474 | 34.5 | 871.2d | 10 | 7.6×10^{14} | |
| 32 | Siarnaq | 17 531 000 | 0.295 | 45.6 | 895.6d | 40 | 3.9×10^{16} | |
| 33 | Skoll | 17 610 000 | 0.418 | 155.6 | 869d | 6 | | |
| 34 | S/2007 S1 | 17 920 000 | 0.107 | 49.9 | 895d | ~7 | | |
| 35 | Tarvos | 17 982 000 | 0.536 | 33.5 | 926.1d | 15 | 2.7×10^{15} | |
| 36 | S/2006 S4 | 18 105 000 | 0.374 | 172.7 | 905d | 6 | | |
| 37 | Hyrokkin | 18 217 125 | 0.360 | 153.3 | 912d | 8 | | |
| 38 | Mundilfari | 18 418 000 | 0.208 | 167.5 | 951.6d | 7 | 2.1×10^{14} | |
| 39 | S/2004 S13 | 18 450 000 | 0.273 | 167.4 | 906d | 6 | | |
| 40 | S/2004 S17 | 18 600 000 | 0.259 | 166.6 | 986d | 4 | | |
| 41 | S/2006 S6 | 18 600 000 | 0.192 | 162.9 | 942d | 6 | | |
| 42 | Bergelmir | 18 750 000 | 0.180 | 156.9 | 1008d | 6 | | |
| 43 | S/2006 S1 | 18 981 000 | 0.130 | 154.2 | 970d | 6 | | |
| 44 | Narvi | 19 007 000 | 0.431 | 145.8 | 1004d | 7 | 3.4×10^{14} | |
| 45 | Aegir | 19 350 000 | 0.241 | 167.0 | 1026d | 6 | | |
| 46 | Suttungr | 19 459 000 | 0.114 | 175.8 | 1017d | 7 | 2.1×10^{14} | |
| 47 | S/2004 S12 | 19 650 000 | 0.401 | 164.0 | 1048d | 5 | | |
| 48 | Bestla | 19 650 000 | 0.795 | 147.4 | 1052d | 7 | | |
| 49 | S/2004 S7 | 19 800 000 | 0.580 | 165.1 | 1103d | 6 | | |
| 50 | Farbauti | 19 800 000 | 0.235 | 157.6 | 1077d | 5 | | |
| 51 | Thrymir | 19 941 000 | 0.471 | 176.0 | 1094d | 7 | 2.1×10^{14} | |
| 52 | Hati | 19 950 000 | 0.292 | 162.7 | 1081d | 6 | | |
| 53 | S/2007 S3 | 20 518 500 | 0.130 | 177.2 | 992 | ~5 | | |
| 54 | S/2006 S3 | 21 132 000 | 0.471 | 150.8 | 1142d | 6 | | |
| 55 | Fornjot | 22 200 000 | 0.213 | 168.0 | 1355d | 6 | | |
| 56 | Fenrir | 22 200 000 | 0.135 | 163.0 | 1271d | 4 | | |
| 57 | Surtur | 22 290 000 | 0.368 | 166.9 | 1237d | 6 | | |
| 58 | Kari | 22 350 000 | 0.341 | 148.4 | 1245d | 7 | | |
| 59 | Ymir | 23 041 000 | 0.335 | 173.1 | 1315.4d | 18 | 4.9×10^{15} | |
| 60 | Loge | 23 190 000 | 0.139 | 166.5 | 1314d | 6 | | |

Tabelle Uranussatelliten

| Nr | Name | a [km] | e | i | T | D [km] | M [kg] | Mag |
|----|------------|--------|---------|------|---------|--------|-----------------------|------|
| 1 | Cordelia | 49 752 | 0.00047 | 0.14 | 0.3350d | 40.2 | 4.5×10^{16} | |
| 2 | Ophelia | 53 764 | 0.0101 | 0.09 | 0.3764d | 42.8 | 5.4×10^{16} | |
| 3 | Bianca | 59 165 | | 0.19 | 0.4346d | 51.4 | 9.3×10^{16} | 22.0 |
| 4 | Cressida | 61 767 | 0,00023 | 0.04 | 0.4636d | 79.6 | 3.43×10^{17} | |
| 5 | Desdemonia | 62 659 | 0.00023 | 0.16 | 0.4737d | 64 | 1.78×10^{17} | |

Satelliten und Satellitensysteme

| | | | | | | | | |
|----|-----------|------------|---------|---------|----------|--------|-----------------------|------|
| 6 | Juliet | 64 358 | 0.00059 | 0.06 | 0.4931d | 93.6 | 5.57×10^{17} | 20.6 |
| 7 | Portia | 66 097 | 0.0001 | 0.06 | 0.5132d | 135.2 | 1.68×10^{18} | 19.9 |
| 8 | Rosalind | 69 927 | 0.00009 | 0.28 | 0.5585d | 72 | 2.54×10^{17} | |
| 9 | Cupid | 74 800 | | 0.0 | 0.618d | 12 | 1.2×10^{15} | |
| 10 | Belinda | 75 255 | 0.00011 | 0.03 | 0.6235d | 80.6 | 3.57×10^{17} | 21.0 |
| 11 | Perdita | 76 400 | | 0.03 | 0.6380d | 80 | 4×10^{17} | |
| 12 | Puck | 86 004 | 0.00005 | 0.32 | 0.7618d | 162 | 2.89×10^{18} | |
| 13 | Mab | 97 730 | | 0.0 | 0.923d | 16 | 4×10^{15} | |
| 14 | Miranda | 129 872 | 0.0013 | 4.338 | 1.4135d | 471.6 | 6.59×10^{19} | 15.3 |
| 15 | Ariel | 191 020 | 0.0012 | 0.041 | 2.5203d | 1158 | 1.35×10^{21} | |
| 16 | Umbriel | 266 300 | 0.004 | 0.128 | 4.1442d | 1169.4 | 1.17×10^{21} | 14.0 |
| 17 | Titania | 463 300 | 0.0017 | 0.08 | 8.7059d | 1577.8 | 3.52×10^{21} | 13.0 |
| 18 | Oberon | 583 519 | 0.0016 | 0.068 | 13.463d | 1522.8 | 3.01×10^{21} | 13.2 |
| 19 | Francisco | 4 276 000 | 0.1495 | 45.220 | 266.56d | 12 | 1.4×10^{15} | |
| 20 | Caliban | 7 231 000 | 0.08 | 137.6 | 579.73d | 98 | 7.4×10^{17} | |
| 21 | Stephano | 8 002 000 | 0.2295 | 144.103 | 676.5 | 20 | 6×10^{15} | |
| 22 | Trinculo | 8 571 000 | 0.2079 | 167.001 | 758.1d | 10 | 7.5×10^{14} | |
| 23 | Sycorax | 12 179 000 | 0.522 | 159.40 | 1 288.3d | 190 | 5.4×10^{18} | 20.8 |
| 24 | Margaret | 14 345 000 | 0.6608 | 56.630 | 1 687.0d | 11 | 1×10^{15} | |
| 25 | Prospero | 16 243 000 | 0.4431 | 151.966 | 1 977.3d | 30 | 2.1×10^{16} | |
| 26 | Setebos | 17 501 000 | 0.5843 | 158.161 | 2 234.8d | 30 | 2.1×10^{16} | |
| 27 | Ferdinand | 20 901 000 | 0.3682 | 169.840 | 2 887.2d | 12 | 1.3×10^{15} | |

Tabelle Neptunsatelliten

| Nr | Name | a [km] | e | i | T | D [km] | M [kg] | Mag |
|----|-----------|------------|--------|---------|---------|--------|------------------------|------|
| 1 | Naiad | 48 227 | 0.000 | 4.74 | 0.294d | 70 | 1.9×10^{17} | 25.0 |
| 2 | Thalassa | 50 075 | 0.000 | 0.21 | 0.3115d | 82 | 3.5×10^{17} | 23.4 |
| 3 | Despina | 52 526 | 0.000 | 0.07 | 0.3346d | 148 | 2.1×10^{18} | 22.0 |
| 4 | Galatea | 61 953 | 0.000 | 0.05 | 0.429d | 175 | 2.12×10^{18} | 21.9 |
| 5 | Larissa | 73 548 | 0.001 | 0.20 | 0.555d | 192 | 4.9×10^{18} | 21.5 |
| 6 | Proteus | 117 647 | 0.0005 | 0.039 | 1.1223d | 418 | 5.0×10^{19} | 19.7 |
| 7 | Triton | 354 760 | 0.000 | 156.834 | 5.877d | 2707 | 2.147×10^{22} | 13.5 |
| 8 | Nereid | 5 513 400 | 0.751 | 7.23 | 360.1d | 340 | 3.1×10^{19} | 19.8 |
| 9 | Halimede | 15 728 000 | 0.5711 | 134.101 | 1879.7d | 48 | 9×10^{16} | 24.0 |
| 10 | Sao | 22 422 000 | 0.2931 | 48.511 | 2914.1d | 48 | 9×10^{16} | 24.0 |
| 11 | Laomedeia | 23 571 000 | 0.4237 | 34.741 | 3167.8d | 48 | 9×10^{16} | 24.0 |
| 12 | Psamathe | 46 695 000 | 0.450 | 137.391 | 9115.9d | 28 | 1.5×10^{16} | 25.0 |
| 13 | Neso | 48 837 000 | 0.4945 | 132.585 | 9374d | 48 | 9×10^{16} | 24.0 |

Erdmond



Das Gedicht „Der Mond ist aufgegangen“ von MATTHIAS CLAUDIUS (1740-1815, Abendlied, 1778) hat viele namhafte und weniger namhafte Astronomen, Philologen, Literaturwissenschaftler und interessierte Laien zu einer Deutung des „astronomischen“ Inhalts dieses romantischen Gedichts hinreißen lassen. Genauer, die scheinbar widersprüchlichen ersten Zeilen der dritten Strophe wo es heißt „Seht ihr den Mond dort stehen – Er ist nur halb zu sehen – Und ist doch rund und schön“. Nun ja, wir wollen das Thema nicht weiter vertiefen und verweisen auf die zahlreiche Fachliteratur zu diesem literarischen Werk. Vom astronomischen Standpunkt aus ist der Mond wirklich ein nahezu runder Körper von 3476 km Durchmesser. Und daß er auch schön ist, kann jeder bestätigen, der seine beeindruckenden Kraterlandschaften einmal in einem guten Fernrohr gesehen hat. Oder der die schmale Mondsichel an einem lauen Frühlingstag - vielleicht neben der helleuchtenden Venus - über einer Berglandschaft in Ruhe betrachten konnte – so wie es CASPAR DAVID FRIEDRICH (1774-1840) 1819 stimmungsvoll gemalt hat. Der Erdmond bewegt sich in einer mittleren Entfernung von 384403

km in 27.32 Tagen einmal um die Erde (siderische Umlaufszeit). Relativ zur Sonne bleibt seine Bahn jedoch immer in Richtung Sonne gekrümmt. Deshalb – und wegen seiner für Monde ungewöhnlich großen Masse (1/83 der Erdmasse) in bezug auf den Mutterplaneten, spricht man besser von einem Doppelplaneten Erde-Mond.

Bereits mit freiem Auge sind auf seiner ca. $\frac{1}{2}^\circ$ großen Scheibe helle und dunkle Gebiete auszumachen. Aber erst ein Blick durch ein Fernrohr zeigt seine wahren Oberflächenstrukturen – dunkle, von hohen Gebirgszügen umgebende Mare-Gebiete und von Einschlagkrater zerfurchte Hochländer (Terrae). Die Deutung dieser erst im Fernrohr sichtbaren morphologischen Merkmale war zu Beginn der Selenographie im 17. und 18. Jahrhundert noch weitgehend strittig. Das macht sich auch in der Bezeichnungsweise bestimmter Landschaftsformen bemerkbar wie z.B. Mare für „Meer“ (obwohl es auf dem Mond kein Wasser gibt), Sinus für „Meerbusen“, Lacus für „See“ oder Palus für „Sumpf“. Erst im Jahre 1780 äußerte der deutsche Gelehrte FRANZ ULRICH THEODOR AEPINUS (1724-1802) den Gedanken, daß es sich bei dem auf dem Mond häufigen Ringgebirgen um erloschene Vulkane handelt. Erst seit dieser Zeit wurde der Begriff „Mondkrater“ unter den Astronomen gebräuchlich.

Bis etwa zum Ende des 19. Jahrhunderts konzentrierten sich die professionellen Mondbeobachter auf die genaue Kartographie der sichtbaren Seite des Erdtrabanten und weniger auf die Frage, wie das, was sie durch ihr Fernrohr sahen, entstanden ist. Sehr viel Mühe und Fleiß wurde vielmehr in die Erstellung möglichst detailreicher Mondkarten investiert. Erwähnt seien in diesem Zusammenhang nur die bekannte „Topographie der sichtbaren Mondoberfläche“ des Dresdners WILHELM GOTTHELF LOHRMANN (1796-1840; „Lohrmann'sche Mondkarte“, 1824) und die „*Mappa Selenographica*“ von WILHELM WOLFF BEER (1797-1850) und JOHANN HEINRICH MÄDLER (1794-1874) aus dem Jahre 1837. Die letzte große und auch detaillierteste Mondkarte, die anhand von Zeichnungen am Fernrohr angefertigt wurde, stammt übrigens von dem etwas exzentrischen deutschen Amateurastronomen PHILLIPP FAUTH (1867-1941) und hatte einen Durchmesser von immerhin 3.5 Meter.

Ein wichtiger Meilenstein in der Topographie und „Geologie“ der Mondoberfläche war u.a. die Erkenntnis, daß es sich bei der überwiegenden Zahl der Mondkrater nicht um Resultate vulkanischer Tätigkeit, sondern um Einschläge („Impakte“) von kleinen Himmelskörpern handelt. Diese Idee wurde 1873 zuerst von RICHARD ANTHONY PROCTOR (1837-1888) - einem damals durch seine populärwissenschaftlichen Schriften recht bekannten britischen Astronomen - vertreten und später als „Meteoritenhypothese“ weiterentwickelt. Die ungleichmäßige Verteilung der Mondkrater auf der sichtbaren Mondoberfläche ließ sich gemäß dieser Hypothese dadurch erklären, daß sie im Bereich der Mare Opfer von Lavaüberflutungen geworden sind die wiederum durch große Impakte initiiert wurden. Vollständig durchgesetzt hat sich die Impakttheorie der Mondkrater aber eigentlich erst im Vorfeld der Erkundung des Mondes durch Raumflugkörper Mitte des vorigen Jahrhunderts.

Die unbemannte und bemannte Raumfahrt hat beginnend mit Lunik 3 (1959, erste Aufnahme der Mondrückseite) über die Apollo-Missionen (1966-1972) bis hin zur geologischen Kartierung durch Clementine (1999) und Lunar Prospector (1998-1999) so viele neue und wichtige Erkenntnisse über den Erdmond geliefert, so daß man direkt von einem neuen Bild des Mondes sprechen kann. Darüber soll in den folgenden Seiten berichtet werden.

Lunare Stratigraphie und Geologie

Die Ausbildung der grundlegenden Oberflächenmorphologie des Erdmondes war im wesentlichen bereits vor 3 Milliarden Jahren beendet, als Flutbasalte einige der großen, durch Impakte entstandenen Becken auffüllten. Danach wurde die Oberfläche nur noch relativ geringfügig durch Meteoriteneinschlag verändert. Erosion in der Art, wie man sie von der Erde her kennt, gibt es auf dem atmosphärenlosen Mond nicht so daß einmal entstandene Oberflächenformen lange Zeiträume überstehen können. Aus kosmogonischen Überlegungen folgt außerdem, daß die oberflächenformenden Impakte seit der Entstehung des Mondes kontinuierlich abgenommen haben so daß sie bereits nach etwas mehr als einer Milliarde Jahre im Vergleich zu der Zeit davor nur noch vereinzelt auftraten. Deshalb kann man auch anhand von Kraterstatistiken so etwas wie eine „lunare Stratigraphie“ entwickeln, über die sich die Entstehungszeiträume bestimmter Oberflächenstrukturen zueinander in Beziehung setzen lassen. Diese zeitliche Reihenfolge kann im Fall des Erdmondes sogar absolut geeicht, d.h. mit echten Zeitmarken versehen werden, da sich mittels radiochemischer Methoden das Alter der bei den Mondmissionen eingesammelten Gesteinsproben bestimmen läßt. Damit ergibt sich für die Geschichte der Mondoberfläche in etwa folgendes Bild:

pre-Nectarian (pränektarisches Zeitalter, zwischen 4.4 und 3.92 Milliarden Jahren)

Diese Epoche beschreibt den zeitlichen Bereich zwischen der Bildung der ersten festen Kruste des Mondes bis zum Nectaris-Impakt, aus dessen Multiringstruktur sich durch Magmaüberflutungen das Mare Nectaris gebildet hat. Es liegt auf der Mondvorderseite zwischen dem Mare Tranquillitatis und dem Mare Fecunditatis und wird westlich durch die Mond-Pyrenäen begrenzt. Der größte Teil der hellen und stark zerkraterten Mondhochländer wird dem pre-Nectarian zugeordnet. Es dokumentiert die Zeit, wo der Mond dem stärksten Meteoritenbombardement seiner Geschichte ausgesetzt war.

Nectarian (nektarisches Zeitalter, zwischen 3.92 und 3.85 Milliarden Jahre)

Zum nektarischen Zeitalter werden alle Oberflächenstrukturen und Deposite gerechnet, die zwischen dem Nectaris-Impact und der Bildung des Mare Imbrium-Impaktbeckens entstanden sind. Dazu gehören das Mare Crisium und das Mare Serenitatis sowie einige andere Multiringstrukturen.

Imbrian (imbrisches Zeitalter, zwischen 3.85 und 3.15 Milliarden Jahre)

Gewöhnlich wird das Imbrian in zwei Unterabschnitte geteilt. Im unteren Imbrian entstanden die Becken, die heute das Mare Imbrium und auf der Mondrückseite das Mare Orientale bilden wobei der Mare-Imbrium-Impakt den Beginn und der Mare Orientale-Impakt das Ende dieser Unterepoche kennzeichnen. Danach folgt das „obere Imbrian“, dessen Ende sich aus dem Verschwinden einer Klasse von Kratern bestimmter Größe durch Erosionsprozesse (Überprägung durch kleinere Impakte) statistisch ergibt.

Eratosthenian (eratosthenisches Zeitalter, zwischen 3.15 und ungefähr 1 Milliarde Jahre)

Die eratosthenische Epoche schließt sich an das Imbrian an und umfaßt über 3 Milliarden Jahre, die durch eine dramatische Abnahme der Impakthäufigkeiten und damit Kraterbildungen gekennzeichnet sind.

Copernican (kopernikanisches Zeitalter, begann vor ca. 1 Milliarde Jahre)

Zu dieser jüngsten Epoche der Mondoberfläche gehören alle Krater mit ausgedehnten Strahlenstrukturen, wie man sie von Tycho, Kepler und dem Kopernikus-Krater her kennt. Diese Strukturen, die besonders zur Vollmondzeit gut sichtbar sind, zeugen von relativ frisch ausgeworfenem Material, die man als Ejekta bezeichnet. Dagegen sind Ejekta aus früheren Epochen durch die Einwirkung von solarer und kosmischer Strahlung soweit „abgedunkelt“, daß sie nicht mehr auffallen. Der Krater Kopernikus im Oceanus Procellarum ist nur ein auffälliger Vertreter dieser Strahlenkrater. Seine Entstehung vor ca. 800 Millionen Jahren markiert jedoch nicht den Beginn des Copernican auf dem Mond.

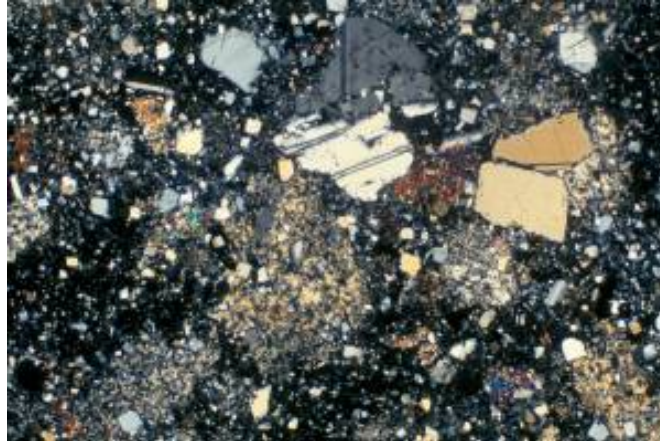
Die Terrae (z.B. besonders eindrucksvoll im Bereich des Mond-Südpols) sind einige Hundert Millionen Jahre älter als die Mare-Gebiete und werden deshalb dem pre-Nectarian zugeordnet. Sie liegen gewöhnlich höher als die Mare und stellen die sichtbaren Überreste des „großen Bombardements“ aus der Frühzeit des Sonnensystems dar. Viele der Hochland-Krater sind mehr als 4 Milliarden Jahre alt. Seit die Apollo-Astronauten und die russischen Luna-Sonden Mondgestein auf die Erde brachten (insgesamt 382 kg), kann man detaillierte Aussagen über die Geologie des Mondes machen. Insbesondere wurden dadurch Altersbestimmungen mittels radioaktiver Datierungsmethoden möglich, die eine absolute Datierung von Mare- und Hochlandgebieten erlaubten. Die folgende Tabelle enthält einige typische Mondgesteine und ihr ungefähres Alter.

| Gesteinsart | Zusammensetzung, wichtige Bestandteile | Alter (in Mrd. Jahre) |
|-------------------------------------|--|---|
| Magnesiumreiche Gesteine (Hochland) | Plagioklas, Olivin und Pyroxen | 4.4 – 4.3 |
| Anorthosit (feldspatreicher Basalt) | Plagioklas (ist für die helle Färbung verantwortlich) | ~ 4.5 |
| Impaktite | bei Impakten aufgeschmolzene und anschließend erstarrte Gesteine, enthalten insbesondere Impaktgläser | 4.0 – 3.8 |
| Impaktbrekzien | Gesteinbruchstücke die durch die beim Impakt entstehenden Temperaturen und Drücke zusammenzementiert wurden. Die Gesteinsbruchstücke können selbst auch Brekzien sein. | Bis heute (Impakte treten auch gegenwärtig noch auf – wenn auch selten) |
| Basalte | vulkanischer Ursprung (aus Spalten ausgetretenes Mantelmaterial – Flutbasalte). Feinkörnig bis glasig Material, das reich an Eisen und Magnesium ist aber kein Wasser. enthält | 3.8 – 3.1, lokal auch jünger |

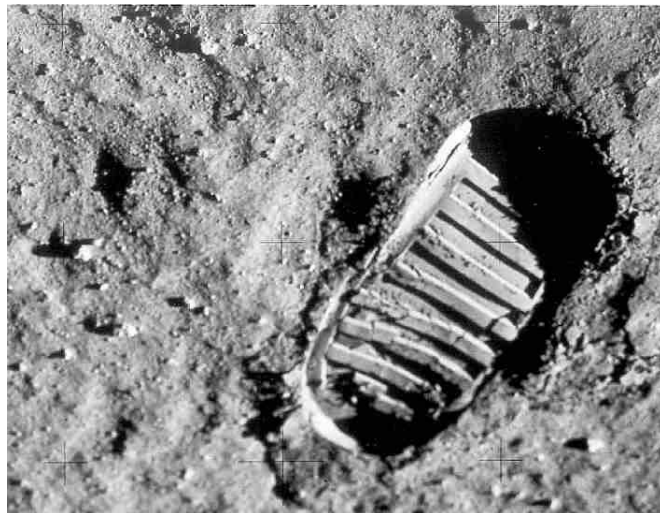
Die Mondoberfläche selbst ist mit einer bis zu 20 Meter dicken Schicht aus Regolith bedeckt. Darunter versteht man das aus Impakten stammendes pulverisiertes Trümmergestein, das wegen seiner Konsistenz manchmal auch als „Mondstaub“ bezeichnet wird. Es ist ständig einem Bombardement aus

Monde der Planeten des Sonnensystems

Mikrometeoriten sowie der kosmischen als auch der solaren Strahlung ausgesetzt. Durch die Partikelstrahlung der Sonne erfolgt ein Eintrag von Edelgasen, insbesondere Helium. Aus deren Konzentration läßt sich das sogenannte Bestrahlungsalter des oberflächennahen Regoliths bestimmen (soweit Proben vorliegen) und damit wiederum Datierungen von Mondimpakten vornehmen.



Dünnschliff einer Probe aus einer typischen Impaktbrekzie (Apollo 16). Die hellen Teilchen stellen hauptsächlich Anorthosite dar, aus denen überwiegend die Hochlandgebiete des Mondes bestehen.



Der berühmte Schuhabdruck Neil Armstrong's im Mond-Regolith ...

Auffällig ist die sogenannte Dichotomie des Mondes: die Mare-Gebiete konzentrieren sich fast ausschließlich auf der erdzugewandten Seite. Die Mondrückseite besteht dagegen aus Hochlandgebieten, die im Schnitt auch eine größere Höhe über dem Bezugsradius erreichen. Das führt dazu, daß das Zentrum, welches sich aus der Figur des Mondes ergibt, nicht mit dem Massemittelpunkt zusammenfällt. Der Versatz beträgt nach neueren Messungen 1.68 km (die Verbindungslinie Figurenzentrum – Massezentrum zeigt in Richtung Erde). Diese Beobachtung impliziert, daß die Mondkruste der erdabgewandten Seite mächtiger ist als die der Vorderseite. Dort gibt es durchaus auch große, durch Impakte erzeugte Beckenstrukturen. Nur erreichten sie nicht die Tiefe, um von aufquellenden basaltischen Magmen aus dem vor 3 Milliarden Jahren noch flüssigen Mantelbereich ausgefüllt zu werden.

Minerale, die auf dem Mond nachgewiesen wurden (nach Marvin, 1973)

In den Gesteinsproben, die bei den Apollo-Missionen eingesammelt oder durch die Luna-Sonden zur Erde transportiert wurden, konnten eine Vielzahl von Mineralien nachgewiesen werden. In der folgenden Tabelle werden sie mit ihren Namen und ihrer chemischen Zusammensetzung aufgelistet. Die meisten davon gibt es auch auf der Erde. Minerale, die nur in geringer Menge in den Gesteinen vorhanden sind und damit für deren Aufbau keine oder nur eine geringe Bedeutung haben, werden als akzessorische Minerale bezeichnet. REE kürzt die sogenannten „Seltenen Erden“ (d.h. die Elemente der 3. Hauptgruppe des Periodensystems (mit Ausnahme von Actinium) sowie die Lanthanoide) ab, die in manche Minerale eingebaut sind.

Hauptminerale

| | |
|----------------------------|---|
| Pyroxen | $(\text{Mg,Fe,Ca})_2 \text{Si}_2\text{O}_6$ |
| Plagioklas | $(\text{Ca,Na})(\text{Al,Si})_4 \text{O}_8$ |
| Olivin | $(\text{Mg,Fe})_2 \text{SiO}_4$ |
| Kalifeldspat (Anorthit) | $\text{K AlSi}_3\text{O}_8 + \text{Ba}$ |

Akzessorische Minerale

| | |
|--------------|--|
| Ilmenit | Fe Ti O_3 |
| Chromit | $\text{Fe Cr}_2 \text{O}_4$ |
| Ulvöspinell | $\text{Fe}_2 \text{Ti O}_4$ |
| Spinell | $\text{Mg Al}_2 \text{O}_4$ |
| Pleonast | $(\text{Fe, Mg})(\text{Al, Cr})_2 \text{O}_4$ |
| Perowskit | Ca Ti O_3 |
| Dysanalyt | Ca REE Ti O_3 |
| Rutil | Ti O_2 |
| Nb-REE-Rutil | $(\text{Nb, Ta})(\text{Cr, V, Ce, La}) \text{Ti O}_2$ |
| Baddeleyit | Zr O_2 |
| Zirkon | $\text{Zr Si O}_4 + \text{REE, U, Th, Pb}$ |
| Quarz | Si O_2 |
| Cristobalit | Si O_2 |
| Apatit | $\text{Ca}_5 (\text{PO}_4)_3 (\text{F, Cl}) + \text{REE, U, Th, Pb}$ |
| Whitlockit | $\text{Ca}_3 (\text{PO}_4)_2 + \text{REE, U, Th}$ |

Monde der Planeten des Sonnensystems

| | |
|---------------|--|
| Zirkelit | $\text{Ca Zr Ti O}_5 + \text{Y, REE, U, Th, Pb}$ |
| Amphibol | $(\text{Na, Ca, K})(\text{Mg, Fe, Mn, Ti, Al})_5 \text{Si}_8 \text{O}_{22} (\text{F})$ |
| Eisen | Fe |
| Kupfer | Cu |
| Nickeleisen | (Fe, Ni, Co) |
| Troilit | FeS |
| Cohenit | $\text{Fe}_3 \text{C}$ |
| Schreibersit | $(\text{Fe, Ni})_3 \text{P}$ |
| Korund | $\text{Al}_2 \text{O}_3$ |
| Goethit | FeOOH |
| Armalcolit | $(\text{Fe, Mg})\text{Ti}_2 \text{O}_5$ |
| Tranquillityt | $(\text{Fe, Y, Ca, Mn})(\text{Ti, Si, Zr, Al, Cr})\text{O}_3$ |
| Pyroxferroit | $\text{Ca Fe}_6 (\text{SiO}_3)_7$ |

Die in den Klammern in den Summenformeln angegebenen Elemente können einander ersetzen.

Innerer Aufbau

Über den inneren Aufbau des Erdmondes gibt es sehr detaillierte Modellvorstellungen. Dazu haben u.a. die sechs seismischen Stationen, die von 1969 bis 1977 in Betrieb waren und eine Vielzahl von Mondbeben registrierten, mit entscheidend beigetragen. Diese Beben, die gewöhnlich bedeutend schwächer sind als die Beben, die man von der Erde her kennt, lassen sich in vier Gruppen einteilen:

Tiefbeben: Ihr Epizentrum liegt in einer Tiefe zwischen 800 und 1000 km Ihre Stärke erreicht den Wert 1.3 auf der Richterskala

Flachbeben: Das Epizentrum fällt mit der Kruste-Mantel-Grenze in ca. 50 bis 300 km Tiefe zusammen. Sie sind oftmals stärker als Tiefbeben (bis 5 auf der Richterskala).

Impaktbeben: Treten auf, wenn meteoritische Körper (oder nicht mehr gebrauchtes Forschungsgerät) auf den Mond fällt...

Thermische Beben: Sie entstehen, wenn die Sonne die in der Mondnacht erkalteten Gesteine wieder erwärmt und sich die aufgrund der Wärmeausdehnung entstehenden Spannungen lösen.

Tiefbeben scheinen immer dann häufiger aufzutreten, wenn sich der Mond im bzw. nahe dem Perigäum befindet. Die dabei verstärkt auftretenden Gezeitenkräfte führen im erstarrten Mondinneren zu Spannungen, die durch diese Beben gelöst werden. Die relativ selten auftretenden Flachbeben haben dagegen tektonische Ursachen, die anscheinend mit Schwereanomalien zu tun haben. Das erklärt, warum ihre Epizentren hauptsächlich in Mare-Gebieten (wo sich die Mascons = Massekonzentrationen, Gebiete mit erhöhter Schwerebeschleunigung, befinden) liegen.

Genauso wie bei der Erde kann man durch Auswertung der Laufzeitkurven von Mondbeben auf die physikalischen und geologischen Bedingungen im Inneren des Mondes schließen. Aus Modellrechnungen und unter Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzung der Gesteine auf der Mondoberfläche sowie ihres Verhaltens unter Druck ergibt sich etwa folgendes Bild:

Mondkruste: oberste, ca. 60 km (Vorderseite) bzw. 100 km (Rückseite) mächtige Schicht, bestehend aus Anorthosit und anorthositischen Gabbros (das sind nahezu reine Feldspatgesteine). Der oberste Bereich (bis 25 km Tiefe) ist durch Meteoritenimpakte stark zerklüftet. In tieferen Schichten werden die Klüfte und Risse durch den Gesteinsdruck wieder geschlossen – eine Ursache für Flachbeben.

Oberer Mantel: bis ca. 480-500 km Tiefe. Olivin- und pyroxenreiche basaltische Tiefengesteine.

Mittlerer Mantel: bis ca. 1000 km Tiefe.

Unterer Mantel: bis ca. 1300 km Tiefe, wahrscheinlich partiell geschmolzen

Kleiner Eisenkern: (Durchmesser ~ 500 bis 900 km). Seine Existenz ist aus seismischen Daten nicht eindeutig belegt, aber nach den Messungen von Lunar Prospector sehr wahrscheinlich. Wenn er existiert, kann sein innerster Bereich im geschmolzenen Zustand vorliegen. Im Vergleich zur Erde ($\rho_E = 5520 \text{ kg m}^{-3}$) ist der Mond jedoch außergewöhnlich arm an Eisenmetallen ($\rho_M = 3340 \text{ kg m}^{-3}$) - ein Fakt, den die Theorie der Mondentstehung erklären muß.

Die Mantelgrenzen ergeben sich analog zur Erde aus Diskontinuitäten der Geschwindigkeit der verschiedenen Bebenwellen. Sie sind aber nicht sonderlich gut ausgeprägt. Messungen des lunaren Trägheitsmomentes sind am besten mit einer relativ gleichförmigen Dichteverteilung im Mondmantel verträglich.

Im Großen und Ganzen ist der Erdmond ein differenzierter, bis zum unteren Mantel vollständig erstarrter Körper, der nur noch wenig seismische und so gut wie keine tektonischen Aktivitäten mehr zeigt. Es scheint lediglich noch eine geringfügige Restentgasung aus der Kruste heraus stattzufinden, wie die Beobachtungen von sogenannten TLP's („*Transient Lunar Phenomena*“) zeigen. Aufsehenerregend war in dieser Beziehung die Entdeckung des sowjetischen Astronomen NIKOLAI ALEXANDROWITSCH KOZYREW (1908-1983). Er beobachtete 1958 eine Gas- oder Staubwolke im Innern des Kraters Alphonsus, die er auch spektroskopierte. Seitdem wurde eine Vielzahl von TLP's an verschiedenen Stellen des Mondes beobachtet. Besonders der junge Krater Aristarch ist durch seine „Moonblinks“ bekannt geworden. Auch die TLP's zeigen – wie die Tiefbeben – eine Häufung zu Zeiten, wo der Mond der Erde besonders nahe steht. Dieser Effekt wird Middlehurst-Effekt genannt.

Mondoberfläche

Dadurch, daß die Mondoberfläche seit ihrer Entstehung aus einem erstarrenden Magmaozean im wesentlichen nur exogenen Prozessen in Form von Meteoritenimpakten und auftreffender solarer und kosmischer Strahlung ausgesetzt war, zeigt sie sich auch heute noch in einer urtümlichen und von tiefgreifenden Erosionsprozessen weitgehend verschonten Form. Das ist auch nicht weiter verwunderlich, da seit je eine dichte Atmosphäre als auch flüssiges Wasser - die neben der Plattentektonik wichtigsten oberflächenverändernden Faktoren auf der Erde - auf dem Mond fehlen. Man kann sogar sagen, daß mehr als 99% der gesamten Oberfläche des Erdtrabanten älter als 3 Milliarden und ca. 80% sogar älter als 4 Milliarden Jahre ist. Wenn man mit oder ohne einem Fernrohr den Mond betrachtet, sieht man demnach Landschaften, die noch aus der Frühgeschichte des Sonnensystems stammen.

Die beiden auffälligsten Landschaftstypen sind die hellen, mit Impaktkratern gesättigten Hochländer und die mit dunklen Flutbasalten aufgefüllten Maregebiete. Letztere entstanden, als riesige Einschlagbecken in einer Phase verstärkten Vulkanismus mit aus dem Mondinnern hervorbrechenden Lavaströmen ausgefüllt wurden. Deshalb findet man in den Maregebieten vereinzelt herausragende Bergspitzen (z.B. Mons Piton im Mare Imbrium) und - etwas häufiger - ganz oder teilweise überflutete „Geisterkrater“ (z.B. Stadius). Typisch für Mare sind auch die bei niedrigen Sonnenstand sehr gut sichtbaren Höhenrücken (Dorsae), die mehrere 100 km lang werden können, aber ansonsten sehr flach (Höhe ca. 100 m) sind. Sie entstanden beim Erstarren der Lava aufgrund der dabei seitlich aufgebauten Drücke. Vulkanischen Ursprungs sind auch die sogenannten Rillen, bei denen es sich häufig um eingestürzte Lavakanäle handelt. Auch sie erreichen teilweise eine Länge von einigen 100 km. Sehr schön kann man ihre Entstehung im Fall des Doms Burt E. studieren (Domkrater sind kleine, meist unscheinbare Vulkanbauten am Rande von Maregebieten), der sich unweit der „Großen Wand,, (Rupes Recta) im Mare Nubium befindet. Ursprünglich war dieser Dome nichts anderes als eine Lavablase, aus der vor mehr als 3 Milliarden Jahren über einen längeren Zeitraum hinweg dünnflüssiges Gestein ausfloß. Ähnlich wie bei irdischen Flüssen arbeitete sich dieser Lavastrom erosiv in den Untergrund ein, wobei die etwas schneller abkühlende Oberfläche zunehmend erstarrte. Auf diese Art und Weise entstand schließlich eine Lavaröhre, wie man sie auch (wenn auch nicht mit diesen Ausmaßen) von irdischen Vulkanen her kennt. Irgendwann nach ihrer Entleerung ist sie dann eingebrochen und es entstand die feine Rille, die man heute bei günstigen Sonnenstand und guter Luftruhe bereits mit einem Amateurfernrohr sehen kann.

Eine andere Form von Rillen stellen die sogenannten Spannungsrisse dar, die sich z.B. beim Erstarren der Flutbasalte gebildet haben. Sie entstehen immer dann, wenn die Gesteine die Spannungen, die dabei auftreten, nicht mehr gewachsen sind und zerbrechen. Spannungsrisse reichen tief in die Mondkruste hinein, sind aber fast vollständig mit Regolith verfüllt so daß sie an der Oberfläche nur schwer auszumachen sind. Ein schönes Beispiel für ein System von derartigen Spannungsrisse findet man im Westteil des Mare Humorum.

Die ringförmigen Maria („*Impact basins*“) sind teilweise von hohen, wenn auch nur sehr flach ansteigenden Gebirgsketten umgeben. Sie stellen die Kraterwälle der mehr als 1000 km großen Impakte dar, aus denen dann später die Mare entstanden sind. Obwohl diese Gebirgsketten oder Bögen die Namen bekannter irdischer Gebirge erhalten haben („Alpen“, „Apenninen“), haben sie in ihrem

geologischen Aufbau nichts mit ihnen zu tun, da sie ausschließlich aus ausgeworfener Mondkruste bestehen.

Das tiefste Impaktbecken auf dem Mond befindet sich in der Nähe des Südpols. Es ist das Aitken-Becken, dessen größte Tiefe 8200 m unterhalb der Referenzhöhe liegt, welches den Nullpunkt für Höhenmessungen definiert. Da bei dem Impakt, welches das Aitken-Becken ausgehoben hat, Material aus dem oberen Mondmantel freigesetzt wurde, hat man es unter geologischen Gesichtspunkten sehr genau untersucht. So ist der Bereich des Kraterbodens reicher an Eisen- und Magnesiummineralen (z.B. Pyroxene) als das umgebende Hochland, welches hauptsächlich aus Anorthositen aufgebaut ist. Die Hoffnung, daß es in bestimmten Teilen des Aitken-Beckens - und zwar an den Stellen, die aufgrund ihrer tiefen Lage immer im Schatten liegen - Wassereis gibt, ist möglich, aber noch nicht 100 prozentig erwiesen.



Mondkrater Daedalus

Impaktkrater gibt es auf dem Mond in allen Größenordnungen. Die größten von ihnen werden als Wallebenen bezeichnet, wenn ihr Durchmesser die 100 km-Marke überschreitet und sie keinen Zentralberg besitzen. Beispiele dafür sind auf der Mondvorderseite die riesige Wallebene Clavius (Durchmesser ca. 225 km) und der ähnlich wie die Mare einst von Laven überflutete Plato im westlichen Teil der Mondalpen (Durchmesser ca. 100 km). Besitzen die Krater jedoch einen deutlich sichtbaren Zentralberg und terrassenförmige Kraterwälle, dann spricht man von Ringgebirgen. Sie haben einen Durchmesser, der meist deutlich größer als 60 km ist und stellen sogenannte komplexe Impaktkrater dar. Ein besonders eindrucksvolles Ringgebirge ist Theophilus im Bereich des nördlichen Mare Nectaris, dessen Wälle eine Höhe von fast 7000 m erreichen. Er gilt als eines der schönsten Objekte für den Mondbeobachter und ist besonders gut wenige Tage vor dem ersten Viertel zu sehen. Eine gewisse Berühmtheit hat das Ringgebirge Alphonsus nahe der Mitte der sichtbaren Mondscheibe erlangt, als 1958 der russische Astronom NIKOLAI ALEXANDROWITSCH KOZYREW (1908-1983) im Bereich des Zentralberges einen Gasaustritt beobachten konnte.

Die größte Population von Kratern stellen jedoch die Kleinkrater ohne erkennbaren Zentralberg und die kreisförmigen Kratergruben dar, deren Wälle sich kaum von der Umgebung abheben. Man kann sie in großer Zahl besonders gut in den Mare-Gebieten studieren, wo - im Gegensatz zum Hochland - die Landschaft mit Impakten noch nicht gesättigt ist.

Mondentstehung

Wie ist der Mond entstanden? Bei dieser Frage handelt es sich um eine der schwierigeren in der Planetologie. Zu ungewöhnlich ist das Erde-Mond-System, um darauf eine schnelle Antwort geben zu können. Die Ergebnisse der Apollo-Missionen haben einige frühere Hypothesen aus dem Rennen geworfen. Dazu gehören die Einfangtheorie und die Theorie des gemeinsamen Ursprungs. Eine Theorie, die den Anspruch hat, eine der Wahrheit nahekommende Aussage über den Ursprung des Erde-Mond-System zu machen, muß versuchen u. a. folgende Beobachtungstatsachen zu erklären (Auswahl):

- die für einen Mond im Vergleich zum Mutterplaneten ungewöhnliche Größe
- der doch krasse Unterschied in der mittleren Dichte von Erde und Mond (Warum hat der Mond einen so geringen Eisenanteil?)
- das völlige Fehlen von Wasser (und anderer volatiler Beimengungen) in den Mondgesteinen
- die sehr gute Übereinstimmung der Sauerstoff-Isotopenverhältnisse von Erde und Mond, welches auf einen doch irgendwie gemeinsamen Ursprung beider hindeutet.
- die Ausdifferenzierung, die beweist, daß der Mond einmal aufgeschmolzen war (leichte, feldspatreiche Gesteine sammeln sich an der Oberfläche, schwerere, olivinreiche, sinken in der Gesteinsschmelze nach unten) -> Magmaozean.
- Größe und Verteilung des Drehimpulses im Erde-Mond-System (äußerst wichtiges KO-Kriterium)

Auf den ersten Blick scheint es recht schwierig zu sein, diese Punkte miteinander in Einklang zu bringen. Die Abspaltungstheorie von GEORGE H. DARWIN (1845-1912), die Anfang des zwanzigsten Jahrhunderts sehr populär war, geht z.B. davon aus, daß die Urerde – als sie noch aus glutflüssigen

Gestein bestand, der bereits in einen eisenreichen Kern und in einen silikatischen Mantel differenziert war – so schnell rotierte, daß sich ein Äquatorwulst ausbildete, der sich aufgrund der Fliehkräfte von der Erde trennte und schließlich den Mond bildete. Das bedeutet aber konkret, daß die Rotationsperiode zu jener Zeit bei ungefähr 2 Stunden gelegen haben muß. Heute braucht die Erde für eine Umdrehung fast 24 Stunden. Es gibt keinen effektiven Mechanismus, der den anfänglichen Drehimpuls auf eine derart dramatische Weise (und das mußte in der frühen Erdgeschichte relativ schnell geschehen) abgeführt hat.

Gegen die gemeinsame Entstehung von Erde und Mond sprechen ihre unterschiedlichen mittleren Dichten und das Fehlen leichtflüchtiger Elemente in den Mondgesteinen. Auch bei diesem Szenario stellt die Erklärung der heutigen Drehimpulsverteilung ein Argument gegen die Theorie dar. Der Gesamtdrehimpuls von Erde und Mond ist dafür einfach zu klein.

Bleibt noch die Einfangtheorie. Sie ist noch so beliebt, daß man sie bei populärwissenschaftlichen Vorträgen immer wieder einmal hört. Doch leider ist sie bereits aus himmelsmechanischen Gründen sehr unwahrscheinlich. Ein Mond hat zwar kein Problem, bei entsprechender Bahnlage in den Einflußbereich der Erde zu gelangen. Aus energetischen Gründen sind jedoch die Randbedingungen für einen dauerhaften Einfang einer solchen großen Masse, der letztlich in einer stabilen Umlaufbahn um die Erde mündet, extrem eng gesteckt.

Es gibt jedoch eine Erklärung für die Entstehung des Erdmondes, der mit den oben genannten Punkten weitgehend verträglich ist. Das ist die sogenannte „Single Impact Hypothesis“. Sie wurde 1975 zur Diskussion gestellt und ihre Konsequenzen Ende der neunziger Jahre durch Simulationsrechnungen auf Supercomputern weiter untersucht. Diese Hypothese geht davon aus, daß in der Frühzeit der Erdgeschichte ein ungefähr marsgroßer Himmelskörper die Erde dezentral getroffen hat (DALY, 1946; HARTMANN und DAVIS, 1975). Bei diesem Superimpakt wurde die Materie aus dem bereits differenzierten Erdmantel herausgeschlagen, aus der sich kurze Zeit später der Mond bilden sollte. Man muß sich in etwa folgendes Szenario vorstellen, das durch umfangreiche Computersimulationen gestützt wird (CAMERON, WARD):

Ausgangsbedingungen

Vor 4.45 Milliarden Jahren war die Erde gerade einmal 50 Millionen Jahre alt und vollständig aufgeschmolzen. Das schwerere Metall (Fe, Ni) hatte sich bereits im Kernbereich angesammelt, der Rest bestand aus konvektiver Mantelmaterie. Da die Akkumulation von Planetesimal noch nicht vollständig abgeschlossen war, hat sich noch keine nennenswerte Kruste ausbilden können.

Impaktor

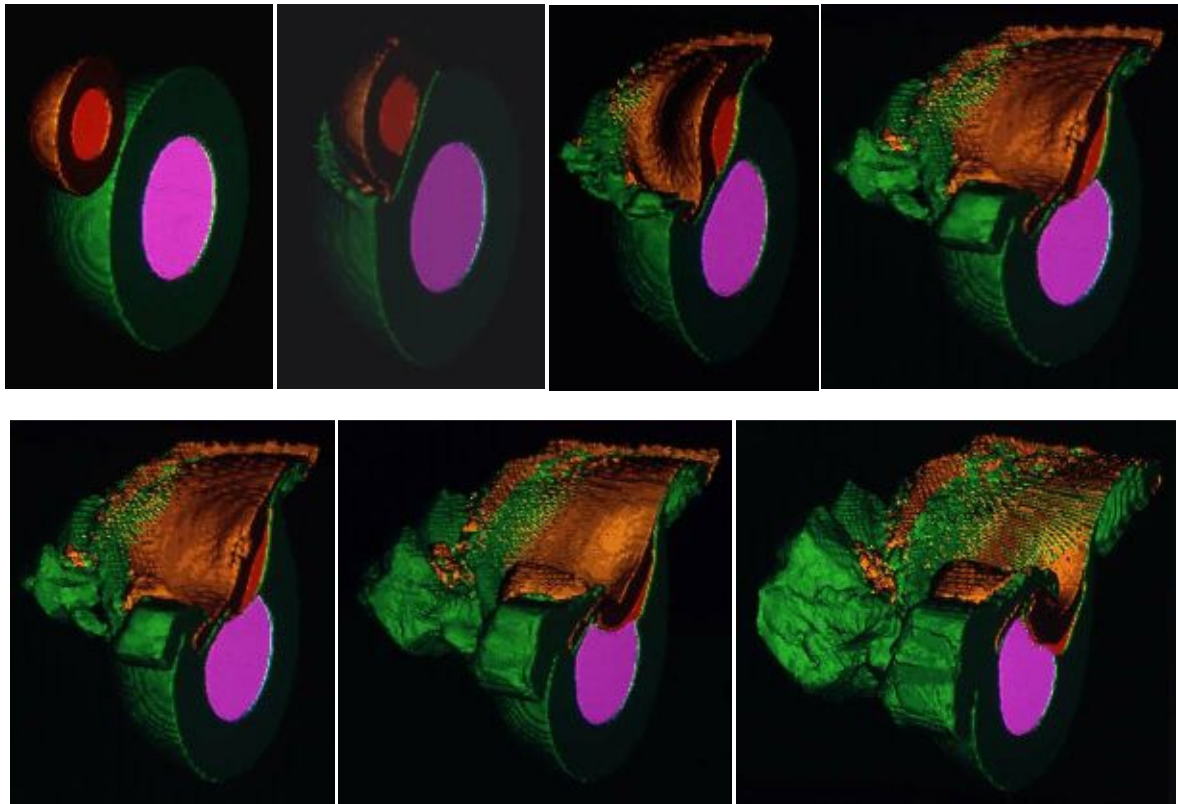
Der Himmelskörper, der in jener Zeit die Erde getroffen hat, war ebenfalls ein gerade aus Planetesimal entstandener aufgeschmolzener Körper von der ungefähren Masse des Planeten Mars.

„Great Impact“ und Mondbildung

Der Impakt erfolgte etwas dezentral mit einer typischen Auftreffgeschwindigkeit von 10 bis 15 km/s. Dabei führte der bei diesem Stoß übertragene Impuls zu einer Erhöhung der Rotationsfrequenz der Urerde, d.h. sie begann sich entgegengesetzt dem Uhrzeigersinn schneller zu drehen. Die riesige

Monde der Planeten des Sonnensystems

kinetische Energie des Aufpralls wurde augenblicklich thermalisiert. Ein Teil des Erdmantels und ein großer Teil des Impaktors (bis auf seinen Kern, der sich mit dem der Erde vereinigte) verdampften quasi sofort. Auf diese Weise konnten sich die flüchtigen Elemente vom Material trennen.



Diese Sequenz zeigt den Einschlag eines marsgroßen Körpers auf die Erde, wie sie auf einem Cray I/XMP-Supercomputer der Sandia National Laboratories von M.E.Kipp und H.J.Malosh (University of Arizona) berechnet wurden. Die Zeitpunkte sind von links nach rechts: 0 sec, 403 sec, 804 sec, 1204 sec, 1600 sec und 2003 sec. Die Mantelmaterie des Impaktors ist braun und die der Erde grün dargestellt. Rot kennzeichnet den Eisenkern des Impaktors und lila dem der Erde. Man erkennt, daß der Erdkern bei diesem Impact relativ wenig in Mitleidenschaft gezogen wird. © Sandia National Laboratories

Die hauptsächlich in radialer Richtung wegspritzende Materie stammte zum größten Teil aus dem Erdmantel und den äußeren Schichten des Impaktors, der aufgrund der bereits in beiden Körpern stattgefundenen Entmischungsvorgänge ein Eisen-Nickel-Defizit aufwies. Es bildete sich außerhalb der Roche-Grenze eine dichte Wolke, die relativ schnell abkühlte und auskondensierte. Innerhalb kurzer Zeit entstanden darin Agglomerate, die durch Akkretion schnell wuchsen und ab einer gewissen Größe einen Grad an Eigengravitation ausbildeten, die das Wachstum zu einem größeren Körper weiter beförderten. Die Zone, wo dieser Vorgang stattfand, dürfte in ungefähr 2 bis 3 Erddurchmessern angesiedelt werden. Bereits nach ca. 10 Jahren war die Bildung des Erdmondes abgeschlossen. Später entfernte sich der Mond aufgrund der Gezeitenreibung kontinuierlich von der Erde (ca. 3-4 cm/Jahr) bis zu seiner heutigen Position.

Frühzeit des Mondes

Während der Akkretion – besonders, als der Mond schon eine gewisse Größe erreicht hatte – kam es aufgrund des Aufschlagens großer Mengen von Gesteinspartikeln zu einer starken Erhitzung seiner Oberfläche auf Temperaturen, die zum Schmelzen des Gesteins bis in mehrere 100 km Tiefe führten. Auf diese Weise bildete sich um den vergleichsweise kühlen Mondkern ein „Ozean“ aus flüssigem Magma. Abschätzungen gehen davon aus, daß er eine Tiefe von bis zu 400 km erreichte. Da er sowohl von „unten“ als auch durch Abstrahlung von Wärmestrahlung nach „außen“ gekühlt wurde, erstarrte er recht schnell. Auf seiner Oberfläche sammelten sich die spezifisch leichteren, feldspatreichen Gesteinsbestandteile an, während die schwereren Minerale wie Olivin und Pyroxen im Mantel verbleiben. Zwischen diesen beiden Schichten wurden die sogenannten „inkompatiblen“ Elemente (Kalium, seltene Erdmetalle („*rare earth elements*“), Phosphor etc.) eingeschlossen und bilden einen Bereich, den man deshalb als „KREEP“ bezeichnet.

Etwa 200 Millionen Jahre nach dem Impakt dürfte dieser Ozean aus flüssigem Gestein bereits wieder völlig erstarrt gewesen sein. Unterhalb dieser erstarrten und isolierenden Lithosphäre führte der Zerfall von radioaktiven Elementen jedoch wieder zu einer Temperaturerhöhung bis auf Werte, wo das Gestein eine Konsistenz annahm, bei der die schwereren Bestandteile in den kleinen heißen Kern abwandern konnten. Die dabei freiwerdende potentielle Gravitationsenergie hat das Mondinnere weiter aufgeheizt, was den Differentiationsprozeß beschleunigte. Zu dieser Zeit wälzten riesige Konvektionsströme das gesamte Material oberhalb des Kerns mehrfach um. Wegen der mächtigen isolierenden Lithosphäre kühlt jedoch das Innere des Mondes im Vergleich zu einem gleich großen Himmelskörper mit einer dünnen Kruste nur recht langsam aus. Die einzige effektive Wärmequelle – der radioaktive Zerfall – reicht irgendwann nicht mehr, um einen globalen Massetransport im Mondinnern aufrechtzuerhalten. Die Konvektion verlangsamt sich und nimmt dadurch immer mehr lokalen Charakter an. Noch heute gibt es wahrscheinlich im Bereich des unteren Mondmantels Gebiete, wo das Material mit einer Geschwindigkeit von ca. einem halben Meter pro Jahrhundert fließen kann. Oberhalb dieser Zone erwartet man Bereiche mit Temperaturanomalien, in denen sich im Gestein Spannungen ausbilden können, die durch Tiefbeben abgebaut werden.

Mondvulkanismus

Von Bedeutung für die Oberflächenmorphologie des Mondes ist lediglich der sogenannte Mare-Vulkanismus, der sich – beginnend vor 3,8 Milliarden Jahren – ungefähr über eine Milliarde Jahre erstreckt hat. Darunter versteht man das Auffüllen von großen Impaktbecken durch eindringende Mantelschmelzen, die den Kraterboden überfluten. Das sehr dünnflüssige Material ist durch Risse und Spalten, die sich bei der Entstehung der Bassins gebildet haben, aufgestiegen und hat die schüsselförmigen Vertiefungen bis zu einer Mächtigkeit von einigen Kilometern aufgefüllt. Manche der einzelnen Becken haben sich sogar zu größeren Mare-Gebieten vereinigt. So bildet das Mare Tranquillitatis zusammen mit dem Mare Nectaris, dem Mare Fecundatis und dem Mare Imbrium eine geschlossene Flutbasaltfläche.

Das es auf der Mondrückseite keine größeren Mare gibt hängt damit zusammen, daß dort die Mondkruste um einiges mächtiger ist.

Monde der Planeten des Sonnensystems

Die hier vorgestellte Theorie der Mondentstehung ist die Theorie, die mit den Beobachtungsdaten am besten verträglich ist. Doch wie jede Theorie hat sie nach KARL POPPER (1902-1994) das Potential der Falsifizierung. Eine in diesem Zusammenhang interessante und weitreichende Frage ist, inwieweit Kollisionen der beschriebenen Art im Prozeß der Planetenentstehung „normal“ oder seltene Ausnahmen sind. Es ist denkbar, daß ohne den Impakt die Rotationsdauer der Erde und damit ein Erdtag viel länger gewesen wäre als heute. Ihre Entwicklung hätte dann ganz andere Bahnen genommen und es wäre vielleicht niemals auf ihr Leben entstanden. Der Mond ist nicht nur schön anzusehen, er ist für unsere Existenz notwendig.



Domkrater auf dem Mond zeugen von einer Zeit lokalen, moderaten Vulkanismus auf dem Erdtrabanten

Erdmond

| BAHNPARAMETER | |
|--|---------|
| Mittlerer Bahnradius (km) | 384400 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 27.3217 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 1.023 |
| Bahnneigung (Grad) | 5.145 |
| Numerische Exzentrizität | 0.0549 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 27.322 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{22} kg) | 7.349 |
| Mittlerer Radius (km) | 1738 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 3341 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 1.62 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 2.38 |

Phobos und Deimos



Es gibt einen schönen Hinweis darauf, daß es bereits Anfang des 18. Jahrhunderts im englischen Bildungsbürgertum Menschen gab, die mit Interesse die damaligen Entwicklungen in der Naturwissenschaft im Allgemeinen und der Astronomie im Besonderen verfolgten. Man erinnere sich: 1685/86 entstand die „*Principia Mathematica*“ von ISAAK NEWTON (1643 -1727), in dem er die klassische Mechanik auf einer axiomatischen Grundlage begründete. Und in seinem Todesjahr – 1727 – erschien ein nicht minder interessantes, wenn auch nicht so bedeutungsschweres Buch: „Die Reise nach Laputa“ von JONATHAN SWIFT (1667-1745). Es ist dahingehend aufschlußreich, daß der Autor darin von den laputanischen Astronomen berichtet, die zwei kleine Monde um den Planeten Mars entdeckt haben. Diese bewegen sich – nach seiner genauen Beschreibung – entsprechend dem dritten Keplerschen Gesetz (das er nicht explizit erwähnt, woher sollten die Laputaner auch Johannes Kepler

kennen?) um den roten Planeten. Ein Literat kennt zu Beginn des 18. Jahrhunderts die Keplerschen Gesetze – erstaunlich, erstaunlich. Auch VOLTAIRE (1694-1778) erwähnt die beiden Marstrabanten in seiner „Micromegas“. Er wird wohl „Gulliver`s Reisen“ gelesen haben...

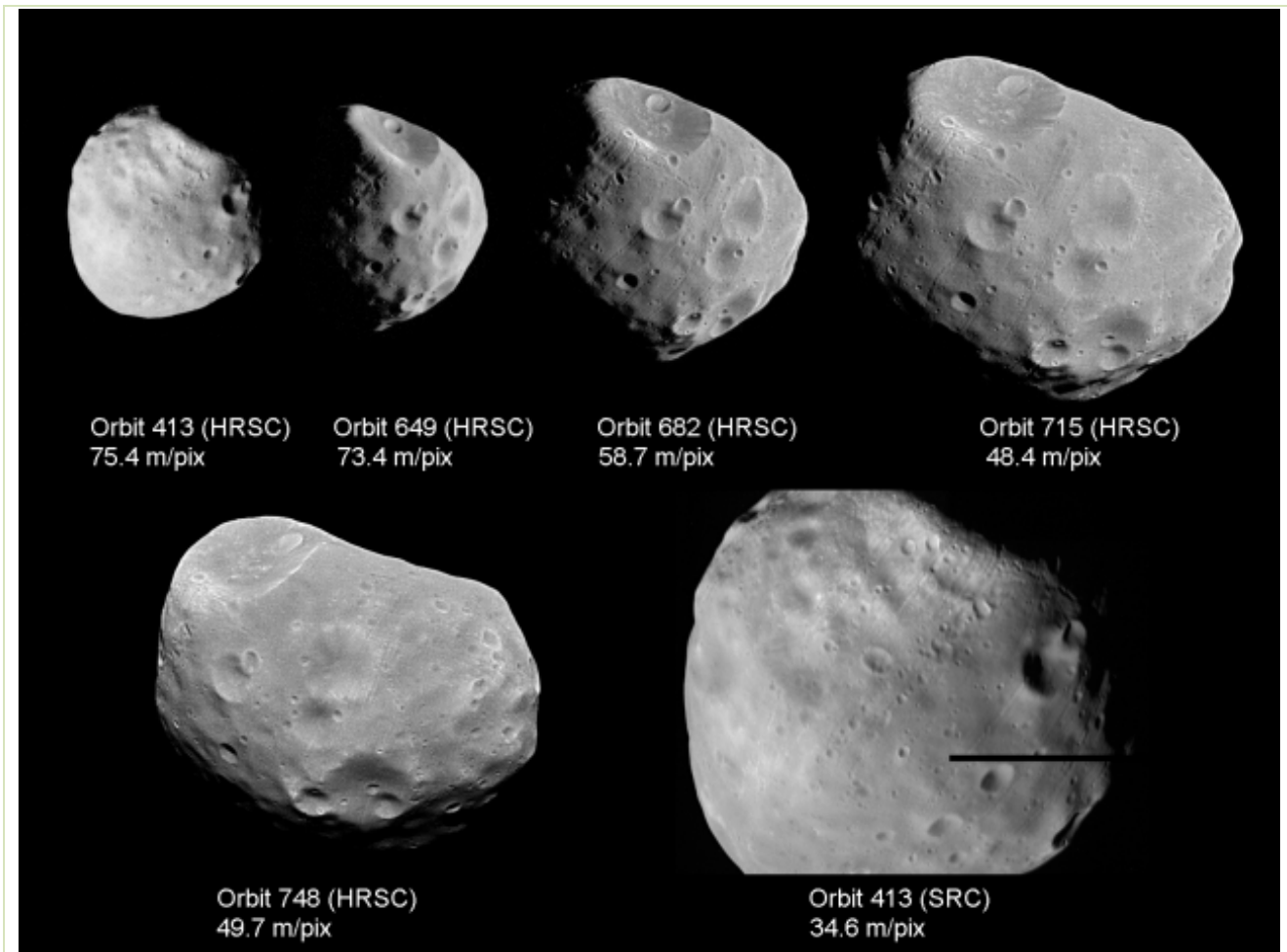
Und 150 Jahre später, im August 1877, sah der amerikanische Astronom ASAPH HALL (1829-1907) mit den 26 Zoll-Refraktor des Marineobservatoriums in Washington zum ersten Mal zwei kleine Pünktchen in der unmittelbaren Umgebung des Mars. Die Marsmonde (deren Existenz vor den Laputanern – wenn auch aus mehr ästhetisch-harmonischen Beweggründen – bereits Kepler in seiner 1610 erschienenen Schrift „*Narratio de Jovis satellitibus*“ angekündigt hatte) waren entdeckt. Standesgemäß erhielten sie die Namen „Furcht“ und „Schrecken“, wie die Begleiter des Kriegsgottes Mars bei HOMER.

Seitdem der Mars das Ziel einer großen Zahl unbemannter Forschungssatelliten geworden ist, wissen wir sehr gut über diese beiden Monde bescheid – und daß sie betreffend ihrer Größe und Gestalt ihren Namen keineswegs gerecht werden. Es sind schlicht kleine kartoffelförmige Gesteinsbrocken von 26.2 x 18.6 km (Phobos) und 15.6 x 10.2 km (Deimos) Durchmesser, die ungefähr in der Äquatorebene in 5984 km bzw. 20064 km Entfernung von der Oberfläche den Mars umrunden. Phobos benötigt wegen seiner großen Nähe zum Planeten nur 7.65 Stunden für einen Umlauf. Für einen Beobachter in Äquaturnähe auf der Marsoberfläche würde sich deshalb ein ungewohntes Bild ergeben: Er sieht Phobos ca. alle 11 Stunden im Westen (!) aufgehen und kann beobachten, wie er ziemlich schnell am Himmel in Richtung Osten wandert.

Der Unterschied zwischen der berechneten Position von Phobos und der Position, wo ihn die Sonde Mars Express wirklich angefundnen hat, impliziert die Vermutung, daß sich der Mond auf einer spiralförmigen Bahn dem Mars immer mehr nähert. Das geht solange gut, bis er in etwa 50 Millionen Jahren mit hoher Wahrscheinlichkeit von den Gezeitenkräften auseinandergerissen wird. Dann entsteht für eine astronomisch kurze Zeit ein „Marsring“, der sich aber schnell wieder auflösen wird.

Phobos selbst wird durch einen 10 km großen Krater dominiert, der den Namen „Stickney“ erhalten hat (ANGELINE STICKNEY, 1830-1892, war die Frau von ASAPH HALL). Von ihm gehen rätselhafte schrammenartige Strukturen aus, die bei einigen Größeren wie eine Aneinanderreihung von flachen Gruben im Regolith der Oberfläche aussehen. Diese Gruben sind gewöhnlich recht flach (d.h. weniger als 30 m tief) und haben einen Durchmesser von 100 bis 200 m. Man kann sie auf den Aufnahmen bis zu einer Länge von 20 km über den ganzen Mond verfolgen. Was ihre Entstehung betrifft, gibt es noch kein allgemein anerkanntes Modell. Es könnte sich dabei um „Schrammen“ handeln, die von Gesteinsbrocken herrühren, die den Mond getroffen haben. Ihre Gleichmäßigkeit - sie durchziehen auch alle größeren Krater - spricht aber eher dagegen. Etwas einleuchtender erscheint dagegen die Erklärung, daß sie aufgrund von Gezeitenwechselwirkungen entstanden sind, die im lockeren Mondinneren zu Spannungen geführt haben. Dort wo sich dabei parallele Risse ausbildeten, ist der „Staub“ auf der Mondoberfläche quasi eingebrochen. Man erhofft sich von einer detaillierten Untersuchung dieses Mondes durch Mars-Express eine endgültige Lösung dieses Rätsels.

Ansonsten erscheint die Oberfläche von Phobos recht weich, was an der 100 m mächtigen Regolith-Schicht liegt. Auf ihr ist eine Vielzahl kleinerer Einschlagskrater zu erkennen.



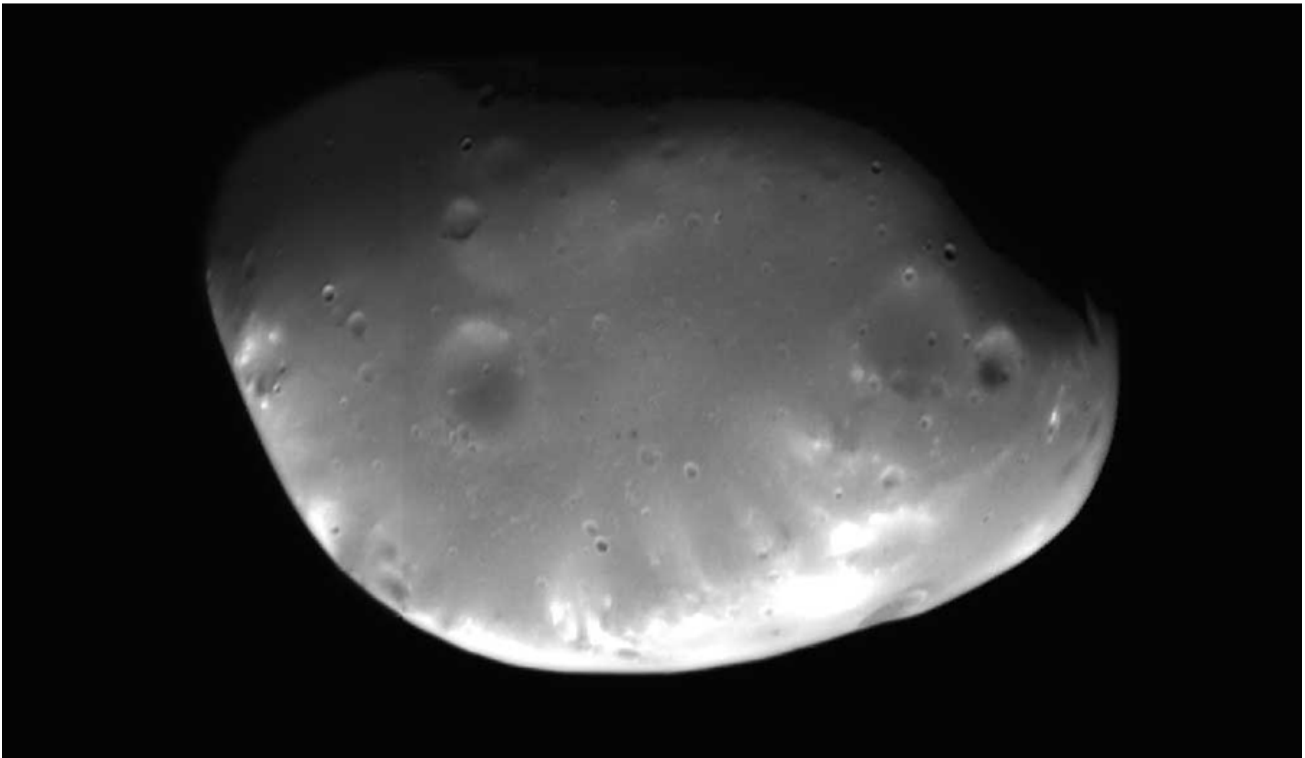
Aufnahmen von Phobos mit der Stereokamera HRSC an Bord von Mars Express.

Die Kraterdichte auf dem kleineren Deimos ist auffällig geringer. Er erscheint deshalb im Vergleich zu Phobos auf den Aufnahmen der Marssonden bedeutend glatter. Eine dicke Staubschicht (man schätzt ihre Mächtigkeit auf 400 bis 500 m) hat sich offenbar über alle Kratergruben gelegt. Im Südpolbereich von Deimos gibt es eine leicht schüsselförmige Eindellung (Depression), die wahrscheinlich den Rest eines Impaktkraters von ca. 2.3 km Durchmesser darstellt.

Die Entstehung der Regolith- und Staubschicht auf beiden Körpern stellen sich einige Wissenschaftler folgendermaßen vor: Wenn der Mond einen Impakt erleidet, wird fast das gesamte dabei freigesetzten Materials aufgrund der geringen Schwerkraft in den interplanetaren Raum entweichen und einen Staubring im Bereich der Mondbahn um den Mars ausbilden. Anschließend hat der Mond alle Zeit der Welt, diesen Staub wieder einzufangen um ihn auf seiner Oberfläche abzulagern. Auf diese Weise entsteht ein Körper, der um einen festeren Kern herum nur aus Regolith und Staub besteht. Man könnte fast geneigt sein zu sagen, aus „Kohlenstaub“. Denn mit einem Albedo von ungefähr 0.05 sind beide so schwarz wie ein Brikett. Man zählt sie deshalb zu den sogenannten C-Typ-Planetoiden, deren stofflicher Aufbau dem der „kohligen Chondriten“ entspricht. Die geringe Dichte der Marsmonde (1700 bis 2200 kg/m³) weist außerdem darauf hin, dass ihr Kern aus einer zusammengebackenen Mischung aus Eis und Gestein besteht.

Marsmonde

Im Gegensatz zu Phobos entfernt sich Deimos langsam vom Mars. In ferner Zukunft wird er sich deshalb vom Mars verabschieden und als Einzelkörper um die Sonne kreisen.



Marsmond Deimos auf einer Aufnahme des Viking 2 - Orbiters

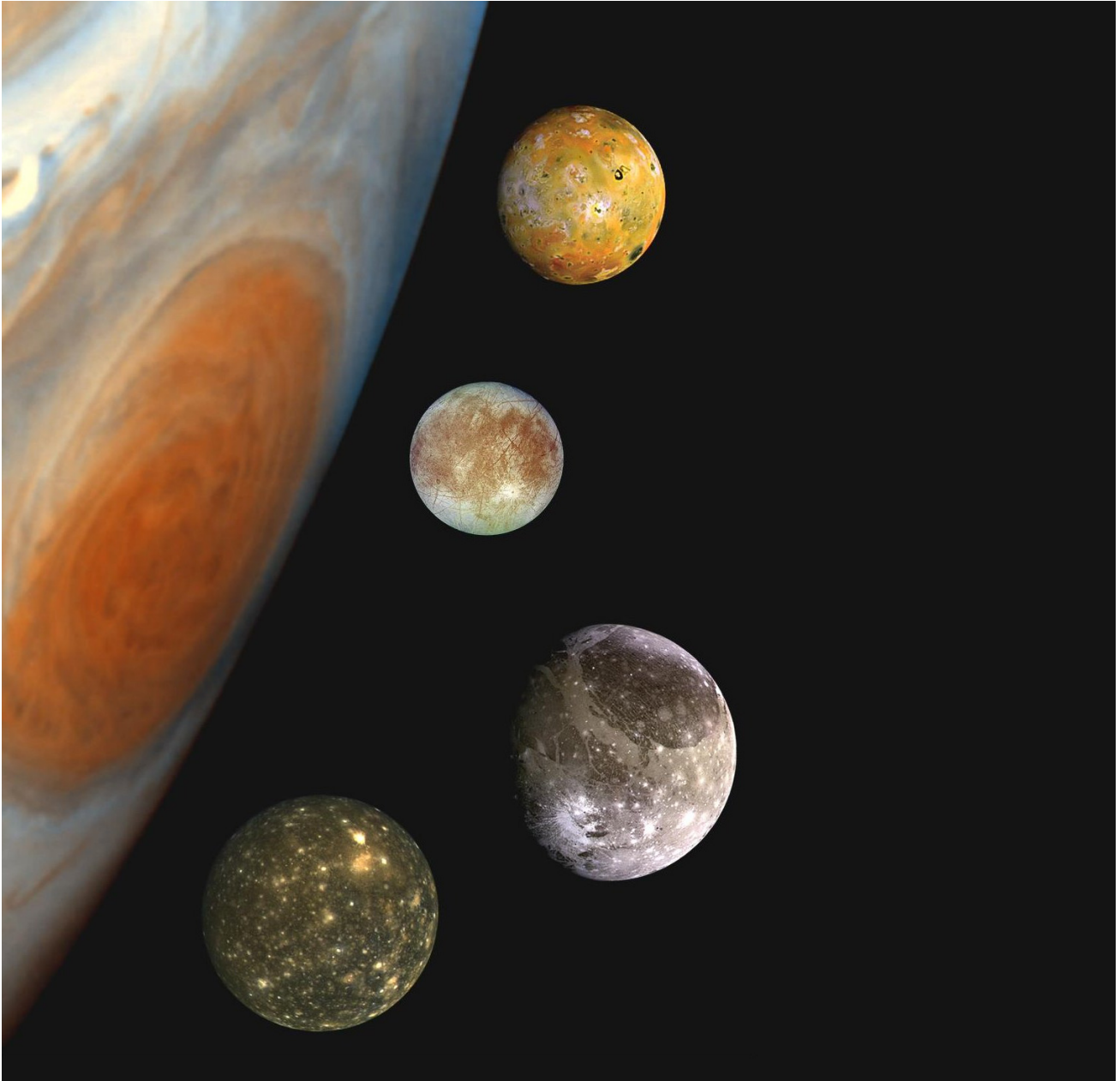
Bleibt noch die Frage zu klären, woher diese ungewöhnlichen Monde kommen. Unser heutiger Wissensstand läßt uns vermuten, daß sie aus dem Planetoidengürtel zwischen Mars und Jupiter stammen und irgendwann einmal vom Mars eingefangen worden sind. Es gibt aber auch Spekulationen die davon ausgehen, daß sie eher aus den äußeren Regionen des Sonnensystems stammen.

Die beiden einzigen einigermaßen intakten Krater auf Deimos haben übrigens von der IAU die Namen „Swift“ und „Voltaire“ erhalten. Warum wohl?

Tabelle: Daten der Marsmonde

| Daten im Überblick | Phobos | Deimos |
|----------------------------|----------------------------|----------------------------|
| Durchmesser | 26.8 × 22.0 × 18.4 km | 15.0 × 12.2 × 10.4 km |
| Masse | 1,06 × 10 ¹⁶ kg | 1,80 × 10 ¹⁵ kg |
| Mittlere Dichte | 2200 kg /m ³ | 1700 kg/m ³ |
| Oberflächentemperatur | -110° bis -5° C | -110° bis -5° C |
| Bahndaten | | |
| Mittl. Entfernung zum Mars | 9.378 km | 23.459 km |
| Umlaufdauer um den Mars | 7 Std. 39 Min. | 30 Std. 18 Min. |
| Exzentrizität der Bahn | 0.015 | 0.0005 |
| Bahnneigung | 1.08° | 1.79° |

Galileische Monde



Jeder Amateurastronomie kennt sie und manche von Ihnen beobachten mit Akribie, wie die vier von GALILEO GALILEI (1564-1642) und SIMON MARIUS (1573-1624) 1610 entdeckten Monde ab und zu vor der hellen Jupiterscheibe vorbeiwandern oder im Schatten des Riesenplaneten verschwinden und wieder auftauchen. Manchmal kommt es sogar vor, daß sie sich selbst bedecken. Aber immer wieder ist es ein Erlebnis, den tiefschwarzen Schatten eines dieser Monde auf dem streifigen Antlitz Jupiters zu verfolgen. Manche Beobachter mit etwas größeren Fernrohren berichten sogar darüber, daß sie in Augenblicken außergewöhnlicher Luftruhe die Monde selbst als kleine Scheibchen gesehen haben.

Natürlich blieb der Erkenntnisgewinn was die physische Beschaffenheit der großen Jupitermonde betrifft, bescheiden, solange man auf teleskopische Beobachtungen von der Erde aus angewiesen ist. Trotzdem hat man bereits vor den aufsehenerregenden Voyager-Missionen des Jahres 1979 etwas über

Jupitermonde

sie in Erfahrung gebracht: Io hat von der Farbe her einen außergewöhnlich großen Rot-Anteil (er ist „Orange“) während die anderen Monde im reflektierten Sonnenlicht eher leicht bläulich leuchten. Die mittlere Dichte und die Infrarotspektren von Europa und Ganymed weisen auf einen großen Anteil von Wassereis an ihrem Aufbau hin. Auch Kallisto hat eine Dichte, die ihn als „Eismond“ ausweist.

Was dann jedoch die Kameras der beiden Voyager-Sonden sahen, hat alle Erwartungen weit übertroffen. Eine bizarre Welt aus Eis und Feuer tat sich den überraschten Wissenschaftlern des Voyager-Telemetrie-Teams auf. Man sah sofort, daß das Wort „Mond“ im Sinne von „Begleiter“ oder „Satellit“ diesen Himmelskörpern kaum gerecht wird. Es handelt sich vielmehr um planetenartige Körper, die - würden sie sich nicht um Jupiter, sondern um die Sonne bewegen - in die Familie der „erdartigen“ Planeten einzuordnen wären.

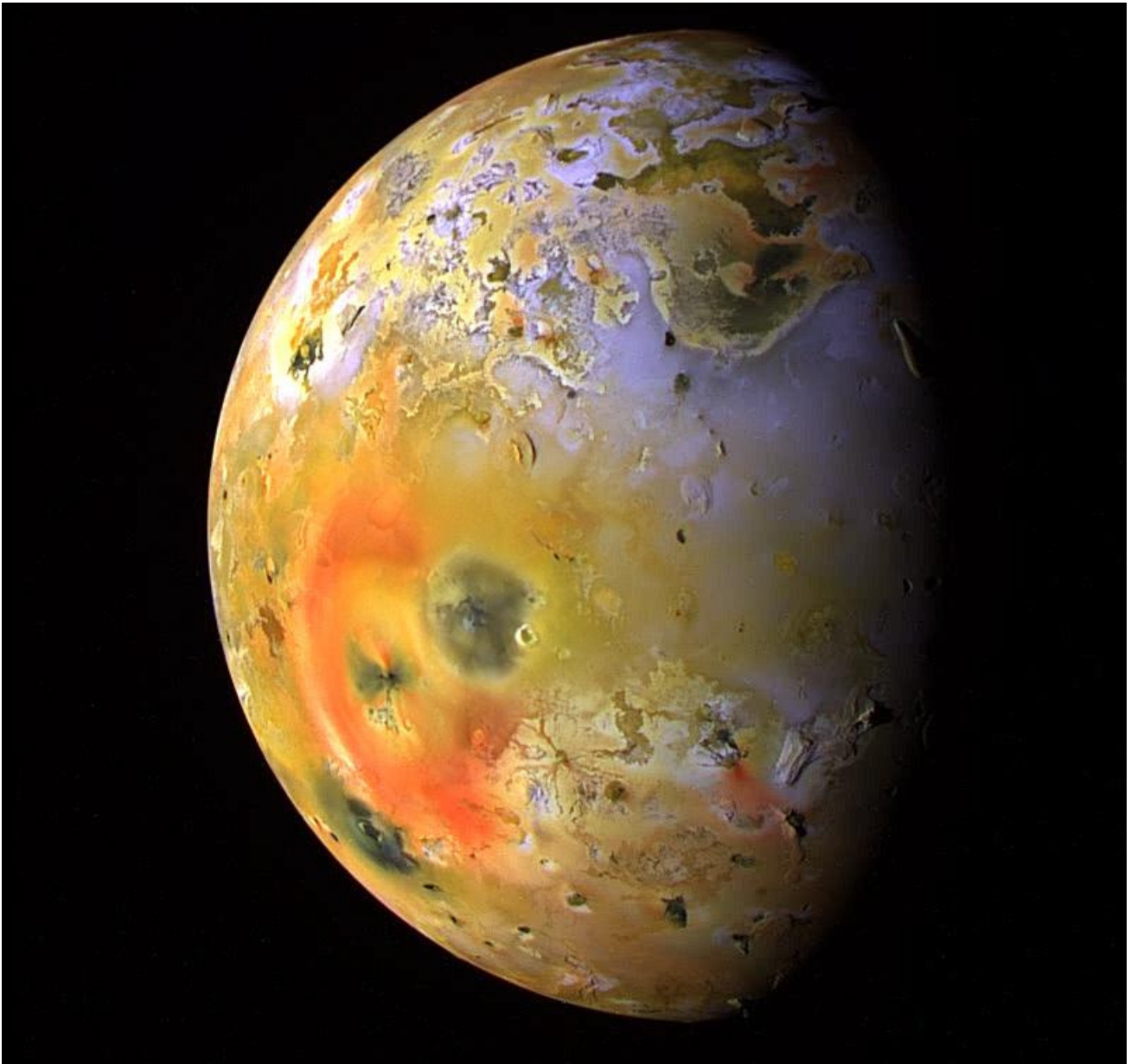
Während die Voyager-Vorbeiflüge nur kurze „Schnappschüsse“ ermöglichten, konnte mit der Nachfolgemission „Galileo“ eine detaillierte Untersuchung dieser Himmelskörper durchgeführt werden. Was dabei herauskam, wird in den folgenden Abschnitten beschrieben.

Galileische Jupitermonde

| | Masse [10^{22} kg] | Äquator- Radius [km] | Mittlere Dichte [kg/m ³] | Abstand zum Jupiter [km] | Bahn- exzentri- zität | Umlauf in [d] |
|----------|--------------------------|----------------------------|--|-----------------------------|-----------------------------|------------------|
| Io | 8.94 | 1815 | 3550 | 421600 | 0.004 | 1.769138 |
| Europa | 4.8 | 1569 | 3010 | 670900 | 0.009 | 3.551181 |
| Ganymed | 14.8 | 2631 | 1940 | 1070000 | 0.002 | 7.154553 |
| Kallisto | 10.8 | 2400 | 1860 | 1883000 | 0.007 | 16.68902 |

Alle Galileischen Monde führen eine gebundene Rotation (wie der Erdmond) aus.

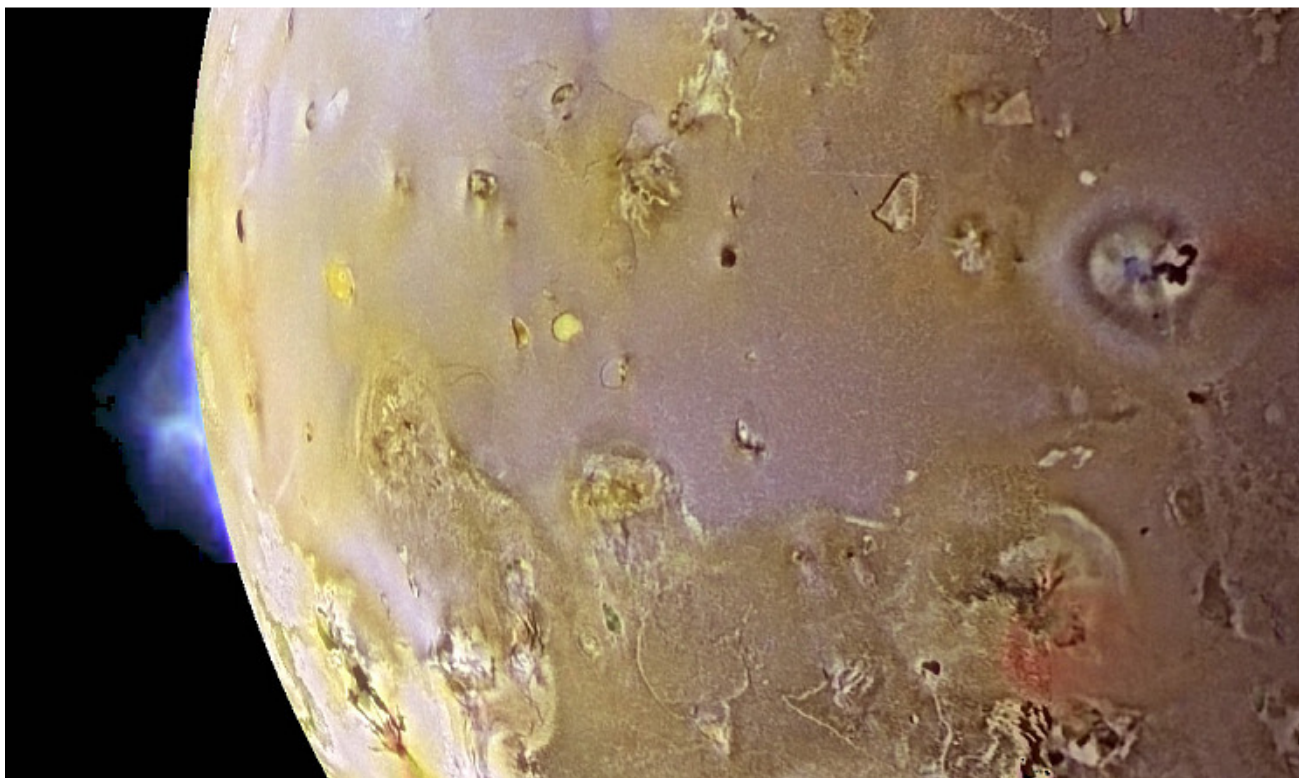
Io



Drei Tage vor dem dichten Vorbeiflug von Voyager 1 am Io (5. März 1979) erschien in dem bekannten Wissenschaftsmagazin „Science“ (Vol.203, 1979) ein Aufsatz der Astronomen J.PEALE, PATRICK M.CASSEN und RAY T.REYNOLDS, die darin eine etwas ungewöhnliche Theorie vorstellten. Schon lange war bekannt, daß die Umlaufzeiten von Io, Europa und Ganymed im Verhältnis 1:2:4 stehen, also eine Laplace-Resonanz bilden. Das führt u.a. dazu, daß immer dann, wenn Ganymed und Europa mit Jupiter eine Linie bilden, sich Io genau auch auf dieser Linie befinden muß, nur hinter Jupiter. Oder wenn Europa, Io und Jupiter auf einer Linie liegen, Ganymed genau hinter Jupiter steht. Diese Resonanz bewirkt, daß die Bahn von Io die Form einer Ellipse mit einer Exzentrizität von 0.004 annehmen mußte (immer wenn Io mit einem der größeren Monde eine Konjunktionsstellung einnimmt, wird er von ihnen leicht angezogen). Andernfalls (also ohne Resonanzwirkungen) würde man eine fast ideale Kreisbahn mit einer Exzentrizität von nur 0.00001 erwarten. Diese Bahnform Io's führt zu einer periodisch wechselnden Gezeitenkraft, die den Mondkörper in Richtung Jupiter verformt. Ohne die

Jupitermonde

Einwirkung der anderen Galileischen Monde wäre diese Verformung längst permanent, d.h. die beiden Flutberge auf der Vorder- und Rückseite von Io wären in ihrer Position erstarrt (wie z.B. beim Erdmond) und Io würde eine gebundene Rotation auf einer fast idealen Kreisbahn ausführen. Dadurch aber, daß die Bahn in eine Ellipsenform gezwungen wird, wechseln die Gezeitenkräfte während eines Umlaufs zwischen einem Minimalwert (wenn der Abstand zu Jupiter am Größten ist) und einem Maximalwert. Außerdem ändert sich auch die Richtung der großen Achse der Verformung in bezug auf den Jupiter-Mittelpunkt während eines Umlaufs. Dieser Effekt wirkt direkt auf die Bahnparameter des Mondes und führt in der Tendenz zu einer kleiner werdenden Bahnexzentrizität und damit zu einer gebundenen Rotation. Europa und Ganymed verhindern bzw. verzögern dieses Szenario. Die Energie, die durch die ständig wechselnde Größe der Flutberge und ihrer Richtungsänderung in den Mond „gepumpt“ wird, führt nach Meinung der Autoren des oben erwähnten Artikels zu einer reibungsbedingten Aufheizung des Mondinneren bis über den Schmelzpunkt von Silikatgesteinen hinaus. Sie vermuteten deshalb, daß es gegenwärtig auf dem Jupitermond Io eventuell noch vulkanische Aktivitäten geben sollte. Ihre Hypothese konnte zugleich noch mehrere, bis dato umstrittene und rätselhafte Beobachtungsbefunde erklären. Bereits 1970 fiel einer Arbeitsgruppe um BOB BROWN auf, daß Io von einer Wolke aus Natriumatomen umgeben ist, in der man später noch Schwefel und Sauerstoff nachweisen konnte. Das Schwefel und Schwefelverbindungen ein häufiger Bestandteil des Oberflächenmaterials Io's sein mußte, ergaben detaillierte spektroskopische Beobachtungen bereits 1974 (WAMSTEKER et. al.). Außerdem wurde in der Literatur von einem plötzlichen kurzzeitigen Helligkeitsanstieg des Mondes im Infrarot-Bereich bei einer Wellenlänge um $3\mu\text{m}$ berichtet, aus der sich ein temporärer Temperaturanstieg auf rund 600 K (bei einer erwarteten Oberflächentemperatur von lediglich 130 K auf der Tagseite) ableiten ließ. So weit, so gut.



Eruptionswolke eines Vulkanausbruchs auf Io

Ein paar Tage nach dem Vorbeiflug von Voyager 1 an Io analysierte LINDA A. MORABITO (JPL) einige Aufnahmen, welche die Kameras zu Navigationszwecken aus größerer Entfernung aufgenommen hatten. Sie entdeckte dabei am Rand von Io eine schwache, aber trotzdem gut sichtbare schirmartige Wolke, die sie zuerst für einen Bildfehler hielt. Eine genauere Inspektion ließ aber keine andere Interpretation mehr zu, als die, daß es sich um die Eruptionswolke eines Vulkans handelt. Später fand man noch weitere Wolken, die sich bis zu 270 km Höhe über die Mondoberfläche erhoben.

Heute weiß man, daß Io der vulkanisch aktivste Himmelskörper in unserem Sonnensystem ist. Und die Gutachter von „Science“ haben gut daran getan, daß sie den Artikel von PEALE, CASSEN und REYNOLDS nicht ablehnten (was sie manchmal tun, wenn ihnen der Gegenstand zu exotisch erscheint).

Io wurde wie die anderen drei Galileischen Monde während der fast ein Jahrzehnt dauernden Galileo-Mission der NASA und ESA mehrfach angeflogen und im Detail untersucht. Dabei konnten viele neue und z.T. überraschende Erkenntnisse über den „Pizza-Mond“ (ein Spitzname, der noch aus den Voyager-Zeiten stammte) gewonnen werden.

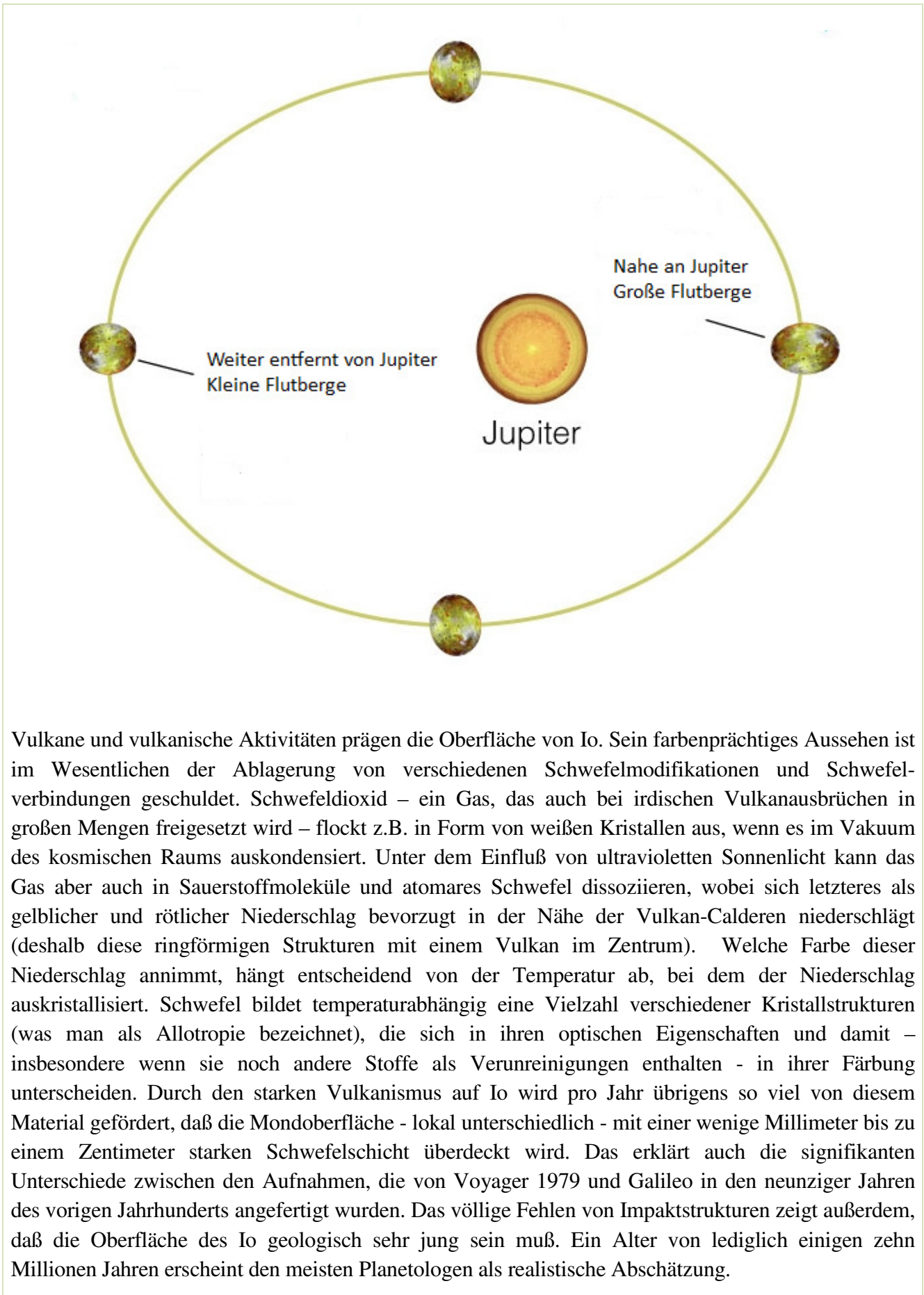
Io hat ungefähr die Größe unseres Erdmondes und führt wie alle anderen Galileischen Monde eine gebundene Rotation durch. Dadurch, daß er im Inneren stark aufgeheizt ist, hat er eine leicht verformbare Konstitution was dazu führt, daß seine Gestalt signifikant von der Idealform einer Kugel abweicht. Für die Abweichungen ist sowohl die schnelle gebundene Rotation ($T=1.769$ d) als auch die während eines Bahnumlaufs wechselnden radialen Gezeitenkräfte ($\Delta F \sim 2.6 \cdot 10^{19}$ N) verantwortlich. In Richtung zum Jupiter ist deshalb die Achse des Rotationsellipsoids etwa 10 km länger als die Achse, die in Richtung der Bahnbewegung zeigt. Die polare Achse ist nochmals um 5 km kürzer. Io hat also die Form eines dreiachsigen Ellipsoids. Dabei wird die in Richtung Jupiter weisende „Ausbeulung“ noch durch einen 1 bis 100 m hohen Gezeitenberg überlagert, der über die Oberfläche hinweg wandert.

Die dabei durch die Gezeitenreibung eingetragene Energie läßt sich nach PEALE (1979) folgendermaßen abschätzen:

$$E_{\text{Input}} = \frac{36}{19} \frac{\rho_{\text{Io}}^2 \omega^5 d_{\text{Io}}^7 e^2}{\mu Q} \quad [1.1]$$

ρ Dichte, ω Winkelgeschwindigkeit der gebundenen Rotation, d Monddurchmesser, e Bahnexzentrizität, μ Festigkeit, Q Dissipationsfunktion

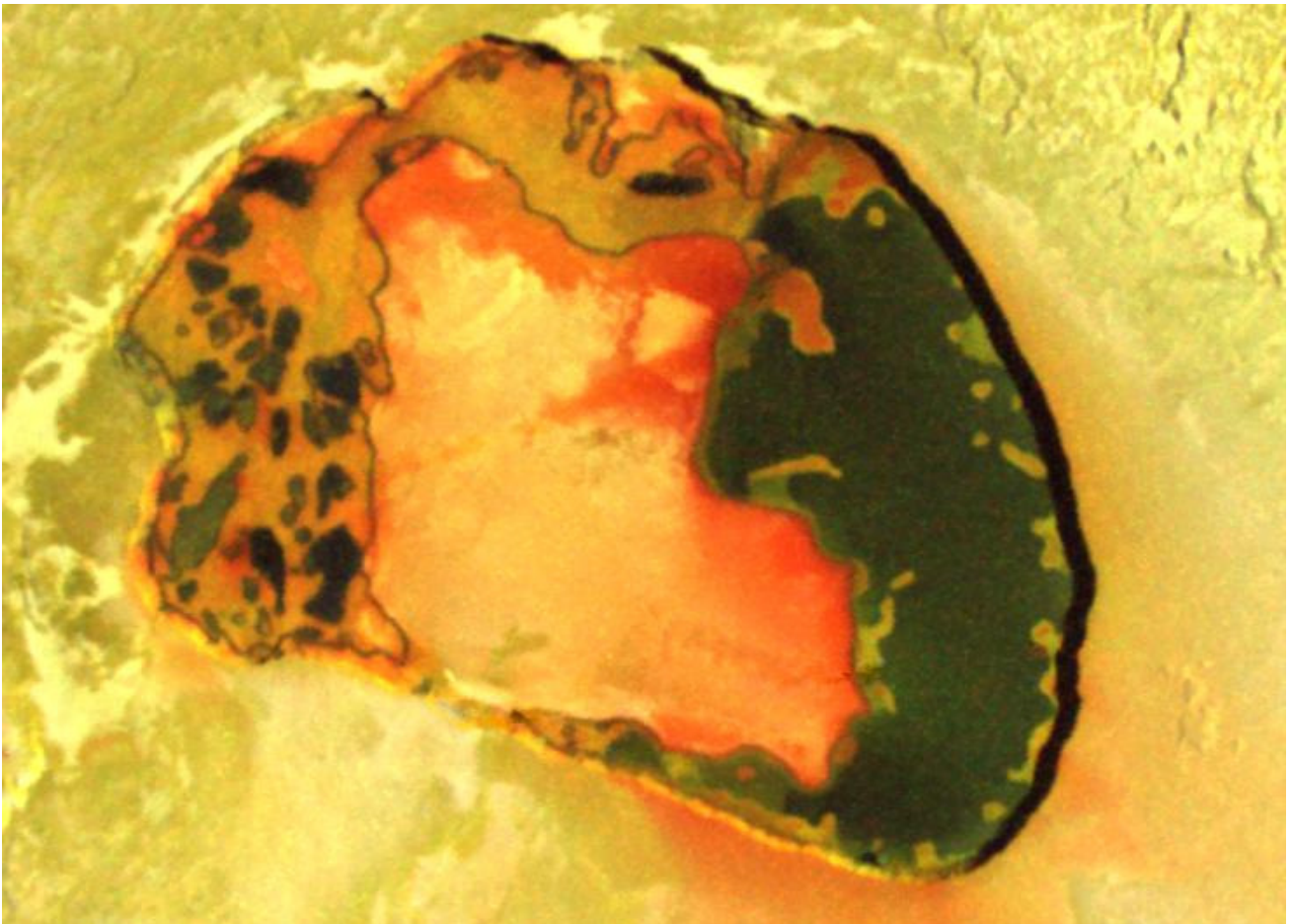
Leider entziehen sich einige Größen in dieser Beziehung (z.B. μ und Q) der Beobachtung. Das erschwert die Abschätzung, wie viel Energie durch die Gezeitenreibung freigesetzt wird. Auch der genaue Mechanismus, wo und in welcher Tiefe im Innern des Mondes diese Energie umgesetzt wird, ist schwer zu modellieren. Aus Infrarot-Beobachtungen mit irdischen Teleskopen und aus den Daten, die Galileo zur Erde übermittelt hat, konnte zumindest der Wärmefluß abgeschätzt werden. Er liegt in der Größenordnung von 2 bis 2.5 W/m², was für einen Mond außergewöhnlich groß ist. Eine noch ungeklärte Frage ist, ob die Quelle für diesen Wärmefluß tief im Innern des Io's liegt (in diesem Fall sollte die Abstrahlung gleichmäßig über die gesamte Oberfläche erfolgen) oder die wechselnde Gezeitendeformation nur eine jeweils lokale Aufheizung eines Gebietes unterhalb der Kruste bewirkt. In diesem Fall erwartet man, daß die Kruste von unten aufgeschmolzen wird und dort, wo sie besonders dünn ist, Vulkane ausbildet.



Vulkane und vulkanische Aktivitäten prägen die Oberfläche von Io. Sein farbenprächtiges Aussehen ist im Wesentlichen der Ablagerung von verschiedenen Schwefelmodifikationen und Schwefelverbindungen geschuldet. Schwefeldioxid – ein Gas, das auch bei irdischen Vulkanausbrüchen in großen Mengen freigesetzt wird – flockt z.B. in Form von weißen Kristallen aus, wenn es im Vakuum des kosmischen Raums auskondensiert. Unter dem Einfluß von ultravioletten Sonnenlicht kann das Gas aber auch in Sauerstoffmoleküle und atomares Schwefel dissoziieren, wobei sich letzteres als gelblicher und rötlicher Niederschlag bevorzugt in der Nähe der Vulkan-Calderen niederschlägt (deshalb diese ringförmigen Strukturen mit einem Vulkan im Zentrum). Welche Farbe dieser Niederschlag annimmt, hängt entscheidend von der Temperatur ab, bei dem der Niederschlag auskristallisiert. Schwefel bildet temperaturabhängig eine Vielzahl verschiedener Kristallstrukturen (was man als Allotropie bezeichnet), die sich in ihren optischen Eigenschaften und damit – insbesondere wenn sie noch andere Stoffe als Verunreinigungen enthalten - in ihrer Färbung unterscheiden. Durch den starken Vulkanismus auf Io wird pro Jahr übrigens so viel von diesem Material gefördert, daß die Mondoberfläche - lokal unterschiedlich - mit einer wenige Millimeter bis zu einem Zentimeter starken Schwefelschicht überdeckt wird. Das erklärt auch die signifikanten Unterschiede zwischen den Aufnahmen, die von Voyager 1979 und Galileo in den neunziger Jahren des vorigen Jahrhunderts angefertigt wurden. Das völlige Fehlen von Impaktstrukturen zeigt außerdem, daß die Oberfläche des Io geologisch sehr jung sein muß. Ein Alter von lediglich einigen zehn Millionen Jahren erscheint den meisten Planetologen als realistische Abschätzung.

Monde der Planeten des Sonnensystems

Vulkanisch aktive Gebiete machen sich auf Infrarotaufnahmen als „*hot spots*“ bemerkbar. Das sind Gebiete auf Io, wo in Vulkanschlotten heißes Magma aufsteigt bzw. wo ausgetretene Lava abkühlt oder abgekühlte Lava von unten erwärmt wird. Diese Prozesse führen dazu, daß dort die Temperaturen z.T. weit oberhalb der normalen Oberflächentemperaturen ($T \sim 130 \text{ K}$) liegen, wodurch derartige „*hot spots*“ selbst mit den Methoden der Infrarotastronomie von der Erde aus beobachtet werden können. Die in diesen Gebieten (zumeist flache Calderen) manchmal austretenden silikatischen Laven erreichen nach den Messungen der Galilei-Sonde Temperaturen von bis zu 1870 K . Das sind $\sim 400 \text{ K}$ mehr, als man bei den heißesten irdische Laven gemessen hat. Aus diesem Grund mußte man die Theorie des reinen Schwefelvulkanismus, wie man sie nach den Daten der Voyager-Mission erarbeitet hatte, zumindest in einigen ihrer wesentlichen Teilen aufgeben bzw. revidieren. Selbst für normalen basaltischen Vulkanismus erscheinen die Temperaturen der Gesteinsschmelzen als zu hoch (basaltische Laven haben auf der Erde eine Temperatur von rund 1420 K). Nach Meinung der Geologen handelt es sich bei dem auf Io geförderten Material um gas- und quarzreiche, primitive Magmen, wie es sie vor rund 1.7 Milliarden Jahren auch noch auf der Erde gegeben hat (sogenannte Komatiite). Sie zeichnen sich durch einen hohen Anteil von Magnesium und einem vergleichsweise geringen Anteil von Kieselsäure aus, was sie eindeutig als Mantelgesteine qualifiziert. Ihre Existenz ist ein wichtiger Hinweis darauf, daß Io noch keine permanent erkaltete Kruste geringer Dichte besitzt weil es sonst nicht zu erklären ist, wieso komatiitische Schmelzen überhaupt seine Oberfläche erreichen können.



Flüssige schwefelhaltige Lava und erstarrte Laven füllen den Krater von Tupan Patera auf Io

Nicht unerwähnt soll bleiben, daß es noch weitere Theorien gibt, welche die hohen Lava-Temperaturen zu erklären versuchen. So kann sich z.B. Magma auch dann stark erhitzen, wenn es entsprechend schnell aus einer tiefen Quelle, wo es unter hohem Druck gelagert ist, aufsteigt. Dieser Vorgang wird gewöhnlich als „superheating“ bezeichnet und führt dazu, daß die Temperatur der bei einer Eruption geförderten Lava höher sein kann, als ihrem Schmelzpunkt unter Oberflächendruck entspricht. Obwohl die Funktionsweise dieses Effekts bekannt ist, hat man auf der Erde noch keine Hinweise auf derartige Eruptionen gefunden. Die Annahme, daß auf Io komatiitische Laven gefördert werden, ist deshalb gegenwärtig am wahrscheinlichsten. Endgültig läßt sich dieses Problem aber erst lösen, wenn es gelingt, direkte Informationen über die chemische Zusammensetzung dieser Laven zu gewinnen. Wann das sein wird, ist völlig offen, da z.Z. keine weiteren Jupiter-Missionen geplant sind.

Io ist durch eine Vielzahl unterschiedlicher vulkanischer Formationen ausgezeichnet. Man hat z.B. auf den Aufnahmen der Galilei-Sonde über 300 Vulkane gezählt, die meist nur sporadisch, einige aber auch über längere Zeiträume hinweg aktiv sind. Der Größte unter ihnen – Loki – bildet eine riesige Caldera (200 km Durchmesser), die wiederholt von Lavamassen überflutet wurde und wird. Seine Eruptionen sind so gewaltig, daß man sie von der Erde aus mit dem Hubble-Teleskop und den Keck-Spiegelteleskopen beobachten kann. Die Gaswolke (Plume), die er regelmäßig ausstößt, erreicht eine Höhe von 200 km. Die Fotos von Voyager 1 und Galileo zeigen im Innern der hufeisenförmigen Caldera eine ausgedehnte dunkle Fläche, an deren Rändern man rotglühende Lava sehen kann. Temperaturmessungen ergaben das überraschende Ergebnis, daß der größte Teil des Lavasees eine ziemlich gleichmäßige Temperatur von ungefähr 250 K besitzt. Das erscheint auf den ersten Blick als recht wenig. Wenn man aber bedenkt, daß auf der Io-Oberfläche normalerweise Temperaturen unter 128 K herrschen, ist diese Temperatur doch bemerkenswert. Es ist schon eine enorme Erwärmung von „unten“ notwendig, um eine solche gleichmäßige Temperaturverteilung zu erreichen. Die dunkle Kruste scheint deshalb eine Schicht erstarrter Lava zu sein, die einen See geschmolzenen Gesteins abdeckt.

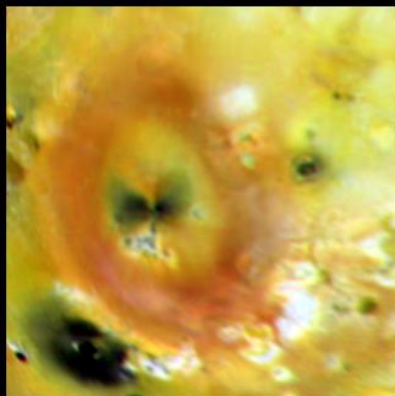
Diese beiden Falschfarbaufnahmen zeigen Jupiter und Io (im Jupiterschatten) am 9. August 1999 und 10. Oktober 1999 bei einer Wellenlänge von 3.8 μm (Infrarot-Teleskop der NASA, Hawaii). Auf der rechten Aufnahme ist deutlich eine gewaltige Eruption von Loki auszumachen. Dieser Vulkan wird regelmäßig aktiv (ca. 1x im Jahr) mit einer durchschnittlichen Aktivitätsdauer von einigen Monaten. Er produziert dabei mehr Hitze als alle irdischen Vulkane zusammen.

Zwei weitere bemerkenswerte Vulkane sind Pele und Pillan Patera. Die Caldera Pele`s ist mit einer erstarrten Lavaschicht bedeckt, die am Calderarand plötzlich aufbrechen kann. Dann wurde für kurze Zeit für die Kamera der Galilei-Sonde in den Spalten die flüssige Gesteinsschmelze des darunterliegenden Lavasees sichtbar. Am Rand von Loki Patera wurde außerdem eine ausgedehnte Spalte entdeckt, aus der zeitweise mit hohem Druck Schwefelgase austreten. Am 10. Oktober 1999 konnte z.B. eine solche Spalte (Länge rund 10 km, Breite rund 50 m) fotografiert werden.

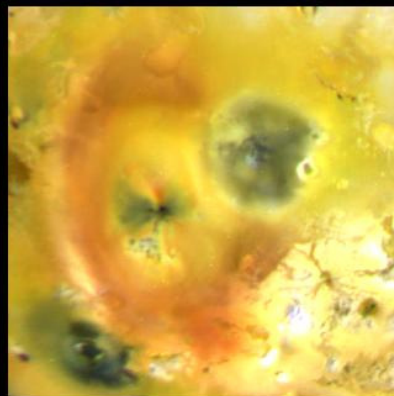
Pillan Patera ist ein Vulkan, der in einer dramatischen Eruption irgendwann zwischen April und September 1997 entstanden bzw. wieder aktiv geworden ist. Die Eruption erzeugte einen großen dunklen Fleck von rund 400 km Durchmesser, der Teile des roten Schwefelrings um Pele überdeckt.

Monde der Planeten des Sonnensystems

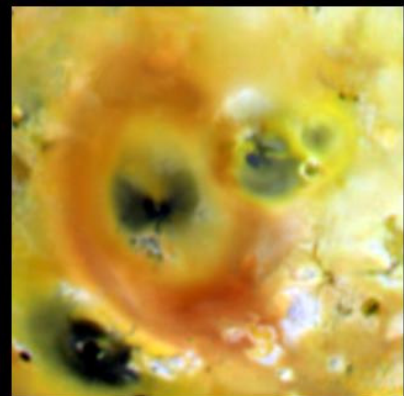
Die Gaswolke (Plume), die der Vulkan bei einem Ausbruch ausstößt, erreicht eine Höhe von fast 400 km wie eine Aufnahme des Hubble-Weltraumteleskops vom Juli 1996 zeigt. Diese regenschirmartigen Eruptionswolken sind charakteristisch für die Vulkane von Io. Sie unterscheiden sich aufgrund mehrerer Faktoren von den Eruptionswolken irdischer Vulkane. Aufgrund der geringeren Schwerkraft (1/6 der irdischen) und ihrer hohen Ausströmgeschwindigkeit (ca. 1 km/s) erreichen sie eine bedeutend größere Höhe. Da die Io-Atmosphäre außerdem extrem dünn ist, bietet sie dem ausströmenden Gas kaum einen Widerstand. Es kann deshalb relativ ungestört ballistischen Kurven folgen was – von der Seite betrachtet - zu ihrer typischen Form führt. All das zeigt schon, daß diese Eruptionen mit den Eruptionen irdischer Vulkane – z.B. des Mayon / Philippinen oder des Mount St. Helen – nur schwer zu vergleichen sind. Sie ähneln vielmehr einer speziellen Form von „harmlosem“ Vulkanismus, wie er z.B. im Yellowstone-Nationalpark, auf Island und auf Kamtschatka vorkommt und zwar in Form der Geysire (den sogenannten „Springquellen“). Dabei handelt es sich um ein Phänomen, wo im tiefen Erdinneren unter Druck überhitztes Grundwasser durch Spalten nach oben steigt und unter Druckentlastung plötzlich zu sieden beginnt. Ergebnis ist eine Eruptionswolke aus heißem Wasser und Wasserdampf, die sich über dem Geysir entlädt. Der größte, jemals beobachtete Geysir war der Waimangu in Neuseeland. In seiner aktiven Phase schleuderte er große Fontänen aus Dampf, schlammigem Wasser und Gesteinsfragmenten bis in eine Höhe von 450 Metern.



G7: April 1997



C10: September 1997



C21: July 1999

Änderungen im Bereich Pele – Pillan Patera zwischen April 1997 und Juli 1999

Auf Io scheint das Element Schwefel und sein Oxid den Part des Wassers zu übernehmen. Oberhalb der festen Silikatkruste gibt es Bereiche, wo die Temperaturen so hoch sind (Schwefel siedet bei 715 K und einem Druck von 1 bar), daß sich dort in ca. 1.5 km Tiefe unter einer zähen Schwefelschicht Blasen, die mit flüssigen Schwefeldioxid gefüllt sind, ausbilden können. Ein Schlot verbindet diese Blase mit der Außenwelt. Bei einer Eruption steigt flüssiges SO_2 auf, wobei sich mit abnehmende Druck (ähnlich wie das CO_2 in einer Selters-Flasche) Schwefeldioxid-Bläschen ausbilden. Knapp unterhalb der Oberfläche entsprechen die Temperatur- Druckverhältnisse in etwa dem Tripelpunkt von SO_2 (wo flüssige und gasförmige Phase koexistieren). Wenn der Druck noch weiter abnimmt, geht der noch flüssige Anteil des Schwefeldioxids schlagartig unter Volumenvergrößerung in den gasförmigen Zustand über und entweicht mit einer Geschwindigkeit von bis zu 1000 m/s als Eruption in das Quasi-Vakuum oberhalb der Io-Oberfläche. Dort geht es fast augenblicklich in die feste Phase über und bildet

hellen SO_2 -Schnee, der auf die Oberfläche zurückfällt. Plumes können aber auch entstehen, wenn z.B. heiße silikatische Schmelzflüsse sich ihren Weg durch Lavakanäle bahnen und dabei mit den dicken Schichten aus gefrorenen Schwefeldioxidschnee, den die Io-Oberfläche bedeckt, in Wechselwirkung treten. Dieses stark vereinfachte Modell wird zur Erklärung der Plume-Bildung bei Vulkanen des Prometheus-Typs herangezogen. Ausbrüche von Prometheus – einem Vulkan, der fast genau auf dem Äquator von Io liegt - werden seit dem ersten Vorbeiflug von Voyager 1 im Jahre 1979 permanent beobachtet. Galileo hatte die Gelegenheit, ihn etwas genauer zu untersuchen. Es stellte sich heraus, daß er aus zwei unterschiedlich heißen „*hot spots*“ besteht. Von einer 17x14 km großen Caldera (die mit dem wärmeren der Beiden zusammenfällt) geht ein dunkel erscheinender Lavastrom aus, der über den westlichen Rand der Caldera ausgeflossen ist. Dabei wird das Material ca. 100 km westwärts transportiert wobei es bei Berührung mit dem SO_2 -Schnee zur Dampfbildung kommt, welche die eindrucksvollen Plumes bilden.

Der ständige Ausbruch von geysirartigen Vulkanen führt zu einem Gaseintrag in die Atmosphäre Io's, die naturgemäß nur sehr dünn sein kann. Das ihr Hauptbestandteil Schwefeldioxid ist, ist auch nicht weiter verwunderlich. Ihr Gasgehalt ergibt sich aus einem Gleichgewicht zwischen dem Gaseintrag aus den Vulkanen sowie aus der Sublimation und dem Ausfrieren von SO_2 auf der Oberfläche. Der atmosphärische Druck erreicht dabei auf der Tagseite knapp über der Oberfläche lediglich Werte von maximal einigen nBar. Die Druckverteilung über der Oberfläche ist dabei nicht gleichmäßig, sondern hängt stark von der chemischen Beschaffenheit des Untergrundes, seiner Temperatur sowie dem Grad der Sonneneinstrahlung ab. Da der Dampfdruck von SO_2 sehr empfindlich auf die Temperatur reagiert (Gleichgewichtsdruck zwischen gasförmigen und festen SO_2 : 100 nBar bei 130 K, 1 nBar bei 110 K), erwartet man größere Druckunterschiede zwischen den polaren und gemäßigten Regionen einerseits und der Äquatorregion andererseits. Dieses Bild ist jedoch sehr vereinfacht, da auch das Albedo des Oberflächenmaterials und der vulkanische Stoff- und Wärmeeintrag lokal eine große Rolle spielen. Andererseits sind die Dichte und der Druck so gering, daß die Gashülle Io's keine Auswirkungen auf die Oberflächenmorphologie des Jupitermondes haben kann.

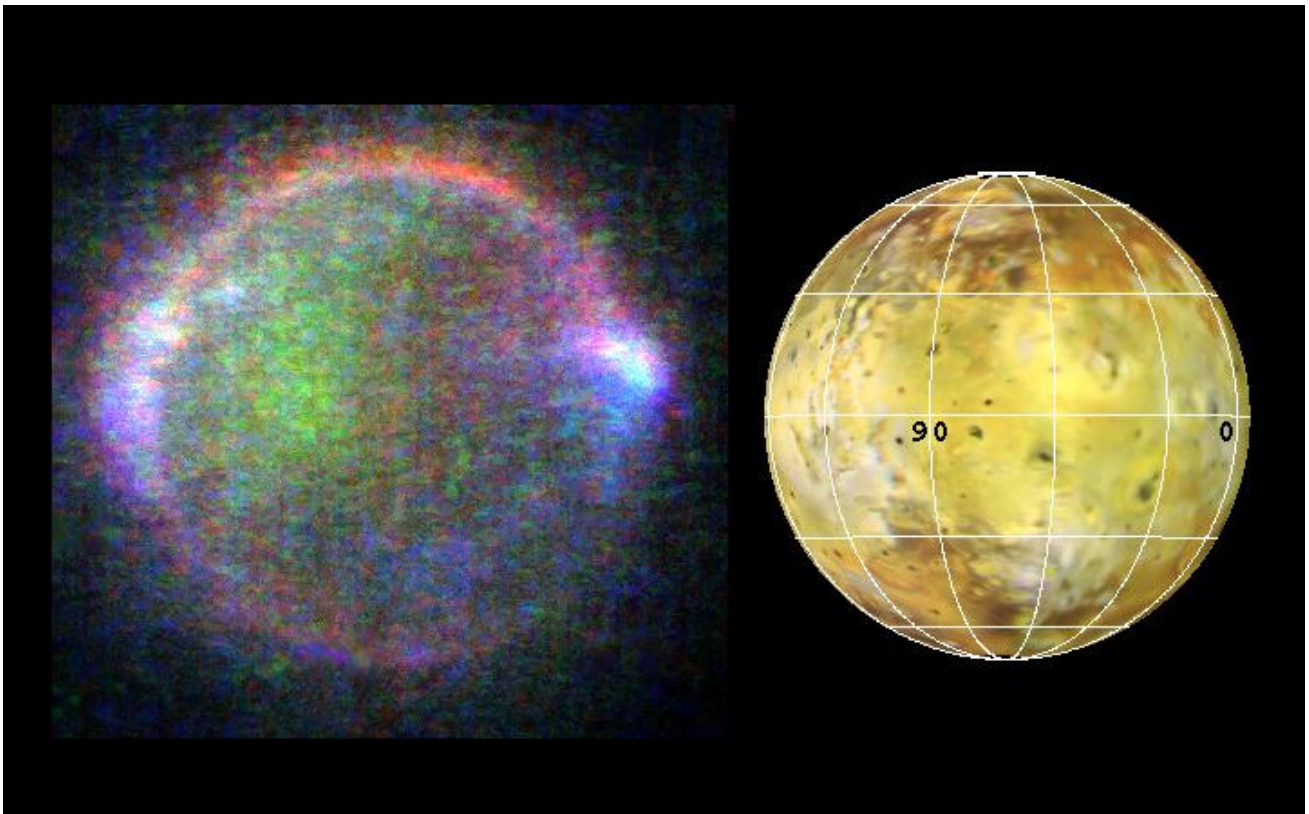
Aufgrund der Bahnlage des Mondes im Bereich der inneren Strahlungsgürtel des Jupiter wird ein starker Substanzverlust durch die Wechselwirkung mit geladenen Teilchen beobachtet (sputtering) was zur Ausbildung eines mit Schwefelatomen angereicherten Plasmarings entlang der Io-Bahn führt. In diesem Plasmatorus wurde überraschenderweise auch sehr viele neutrale Natriumatome nachgewiesen, die zweifelsohne von Io stammen. Io's Vulkane fördern demnach auch in größeren Mengen Natriumchlorid, welches dabei teilweise dissoziiert und Wolken aus Chlor und Natrium bildet. Wieso das der Fall ist und wie dieses Salz unter den Bedingungen Io's entsteht, ist noch weitgehend unklar.

Viel interessanter ist die Wechselwirkung zwischen der Magnetosphäre Jupiters und Io bzw. dessen Plasmatorus entlang seiner Bahn. Wie man leicht nachrechnen kann, ist die Bahngeschwindigkeit Io's um ca. 57 km/s geringer als die der mit Jupiter mit rotierenden Magnetfeldlinien. Das führt zu einer Potentialdifferenz von ca. 400 kV über dem Durchmesser Io's, was sich in einem elektrischen Strom in der Größenordnung von einer Million Ampere niederschlägt. Dieser Strom kann sich nur – da der Mond selbst kein guter elektrischer Leiter ist – über die Magnetfeldlinien Jupiters entladen. Konkret bedeutet das, daß ein elektrischer Strom von der negativ aufgeladenen Seite Io's entlang der

Monde der Planeten des Sonnensystems

Magnetfeldlinien auf Jupiter zuschießt und dort bei einer jovigrafischen Breite von $\pm 65^\circ$ eine auroraartige Leuchterscheinung in der Ionosphäre bewirkt. Genauso fließt ein gleich großer Strom von Jupiter zu Io zurück. Der Bereich, wo diese Ströme fließen, bildet eine sogenannte magnetische Flußröhre. Diese Flußröhre verengt sich mit den Feldlinien in Richtung Jupiter, so daß der Eintrittsfläche in Jupiters Ionosphäre eine Ellipse mit dem Ausmaß von ca. 120x200 km bildet. In diesem Bereich entsteht die schon erwähnte Leuchterscheinung mit einer Ausdehnung von ca. 1000 km, nur daß das Plasma nicht von der Sonne, sondern von Io geliefert wird. Man kann sie mit dem Hubble-Teleskop im ultravioletten Licht beobachten. Auch der vollständige Ring der Aurora bei etwas größerer jovigrafischer Breite wird von geladenen Teilchen erzeugt, die von den Vulkanen Io's stammen und von Jupiters Magnetfeld eingefangen wurden. Da sie von außerhalb der Flußröhre stammen, ist diese Aurora eine permanente Erscheinung. Als das Röntgenobservatorium CHANDRA am 18. Dezember 2000 sein Röntgenteleskop für 10 Stunden auf Jupiter richtete, fand es überraschenderweise eine auffällige Röntgenstrahlungskomponente in Jupiters Aurora. Eine Erklärung dafür ist noch nicht bekannt.

Der starke elektrische Strom zwischen Jupiter und Io läßt den Schwefelmond übrigens auch in einem geheimnisvollen bunten Glimmerlicht erstrahlen, wenn er in den Schatten Jupiters eintaucht. Die Galilei-Sonde hat ihn dabei fotografiert.



Wenn sich Io im Schatten Jupiters befindet, kann die Sonne das farbenprächtige Glimmen seiner Atmosphäre nicht mehr überstrahlen.

Jupitermonde

Die Galilei-Mission hat auch einige neue Erkenntnisse über den inneren Aufbau dieses außergewöhnlichen Mondes gebracht. Es ist sicher, das Io einen massiven metallischen Kern besitzt. Je nach dem, ob man als Material reines Eisen (Fe) oder ein Gemisch aus Eisen und Eisensulfid (FeS) ansetzt, ergeben sich folgende Kerndurchmesser:

| | |
|----------|----------------------------|
| Fe | 700 – 1300 km Durchmesser |
| Fe / FeS | 1100 – 1800 km Durchmesser |

Im Zentralbereich wird nach diesen Modellen ein Druck von ca. 6 GPa erreicht.

Über den Metallkern schließt sich eine Asthenosphäre an, die zumindest in ihren oberen Bereichen aufgeschmolzen ist. Ob es unter der darüber liegenden dünnen silikatischen Kruste einen umfassenden Magmaozean gibt, wie manche Forscher vermuten, ist noch nicht völlig geklärt obwohl der globale Vulkanismus eher dafür spricht. Wenn das doch der Fall sein sollte, ergibt sich daraus eine interessante Möglichkeit von Krustenrecycling. Durch die starke Materialdeposition in Form von Magmen und Schwefelniederschlägen erhöht sich in geologisch kurzer Zeit die Auflast auf der dünnen silikatischen Kruste. Das führt dazu, daß der untere Bereich der Kruste im oberen Mantel wieder aufgeschmolzen wird. Ergebnis ist ein vertikaler Materialtransport, der im Modell der irdischen Plattentektonik in etwa der Subduktion entspricht. Dabei kann es zu Brüchen und Verwerfungen kommen, die sich in lokalen, von den Vulkanen offensichtlich unabhängigen Gebirgsbildungen äußern. Immerhin wurden auf Io knapp über 100 Berge identifiziert, die z.T. mehrere Kilometer in die Höhe ragen. Bei manchen von ihnen handelt es sich wahrscheinlich um Krustenteile, die abkippen und sich dabei schräg stellen. Man erkennt u.a. enorme Hangrutschungen, die am Fuß riesige Schuttablagerungen hinterlassen sowie Gesteinsformationen, die mit Brüchen durchsetzt sind.

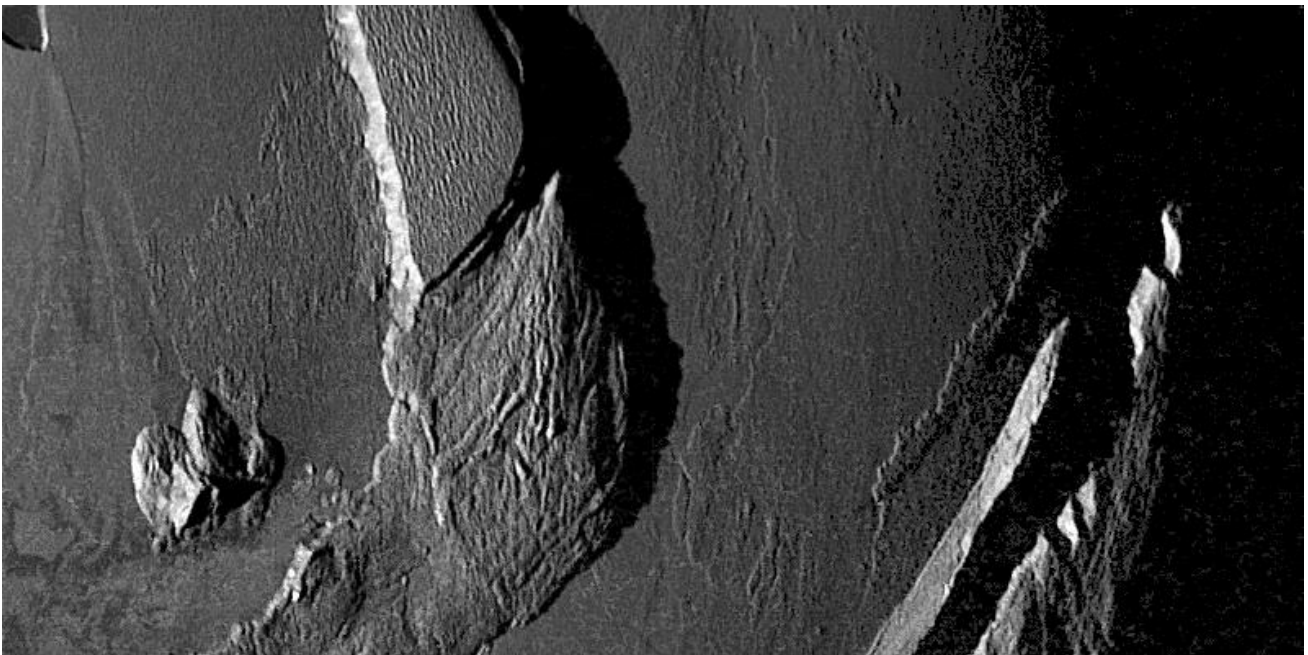
Wie alle Oberflächendetails auf Io sind diese Strukturen nicht leicht zu erklären. Auf jeden Fall scheinen sie älter zu sein, als die den Mond dominierenden vulkanischen Strukturen.

Bleibt noch die Frage zu klären, warum Io gerade Io heißt. Als SIMON MARIUS (1573 – 1624) den vier Lichtpünktchen um Jupiter Namen gegeben hat, hat er sich natürlich etwas dabei gedacht. Der römische Gott Jupiter entspricht ja bekanntermaßen dem griechischen Gott Zeus. HESIOD verdanken wir die wichtige Überlieferung, daß Zeus als „Göttervater“ ein abwechslungsreiches und ausgiebiges Liebesleben pflegte, das ihn oftmals in Konflikt mit seiner resoluten Frau Hera brachte. Einmal verliebte er sich in Io, der Tochter des Inachos (Flußgott, Sohn des Okeanus und der Tethys). Da er aber den Zorn Heras fürchtete, verwandelte er sie in eine Kuh. Hera, nicht dumm, bat sie sich als Geschenk aus und ließ sie von dem hundertäugigen Argus mit seinen Argusaugen bewachen. Da dieser wiederum von Hermes verfolgt wurde (Zeus bat ihn freundschaftlich, Argus zu erschlagen ...), entkam ihn Io (als Kuh), wurde aber dabei von einer Bremse (ein unangenehmes Insekt) arg belästigt, die wiederum von Hera aufgehetzt war. So rannte die arme Kuh durch die ganze alte Welt bis sie schließlich in Ägypten Ruhe fand und wieder menschliche Gestalt annehmen konnte.

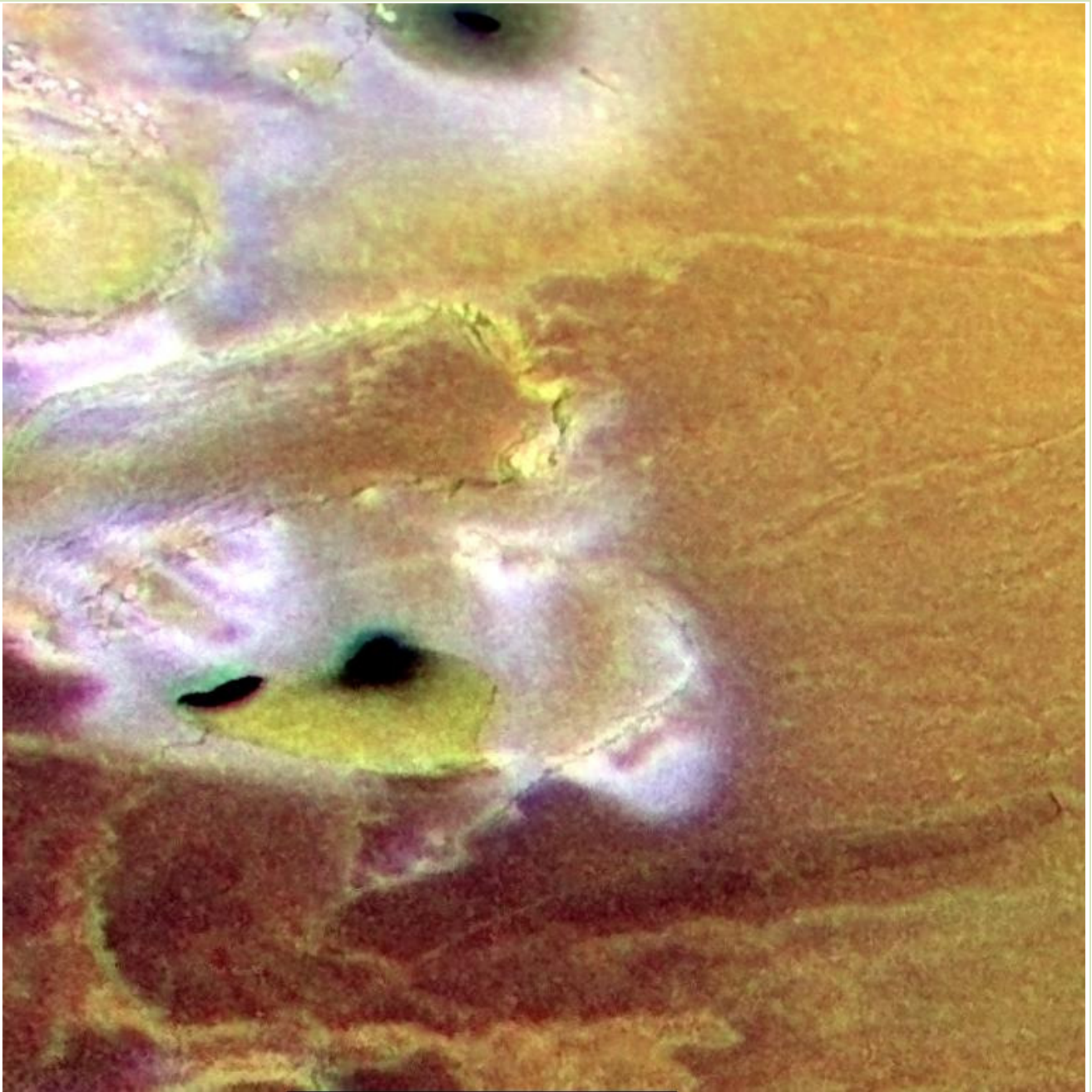
Ja, hier sieht man es wieder einmal. Auch die Götter hatten Probleme...

Daten

| BAHNPARAMETER | |
|--|-------------|
| Mittlerer Bahnradius (km) | 421700 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 1.769137786 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 17.3 |
| Bahnneigung (Grad) | 0.04 |
| Numerische Exzentrizität | 0.0041 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 1.769137786 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{22} kg) | 8.9319 |
| Mittlerer Radius (km) | 1821.3 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 3528 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 1.796 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 2.558 |

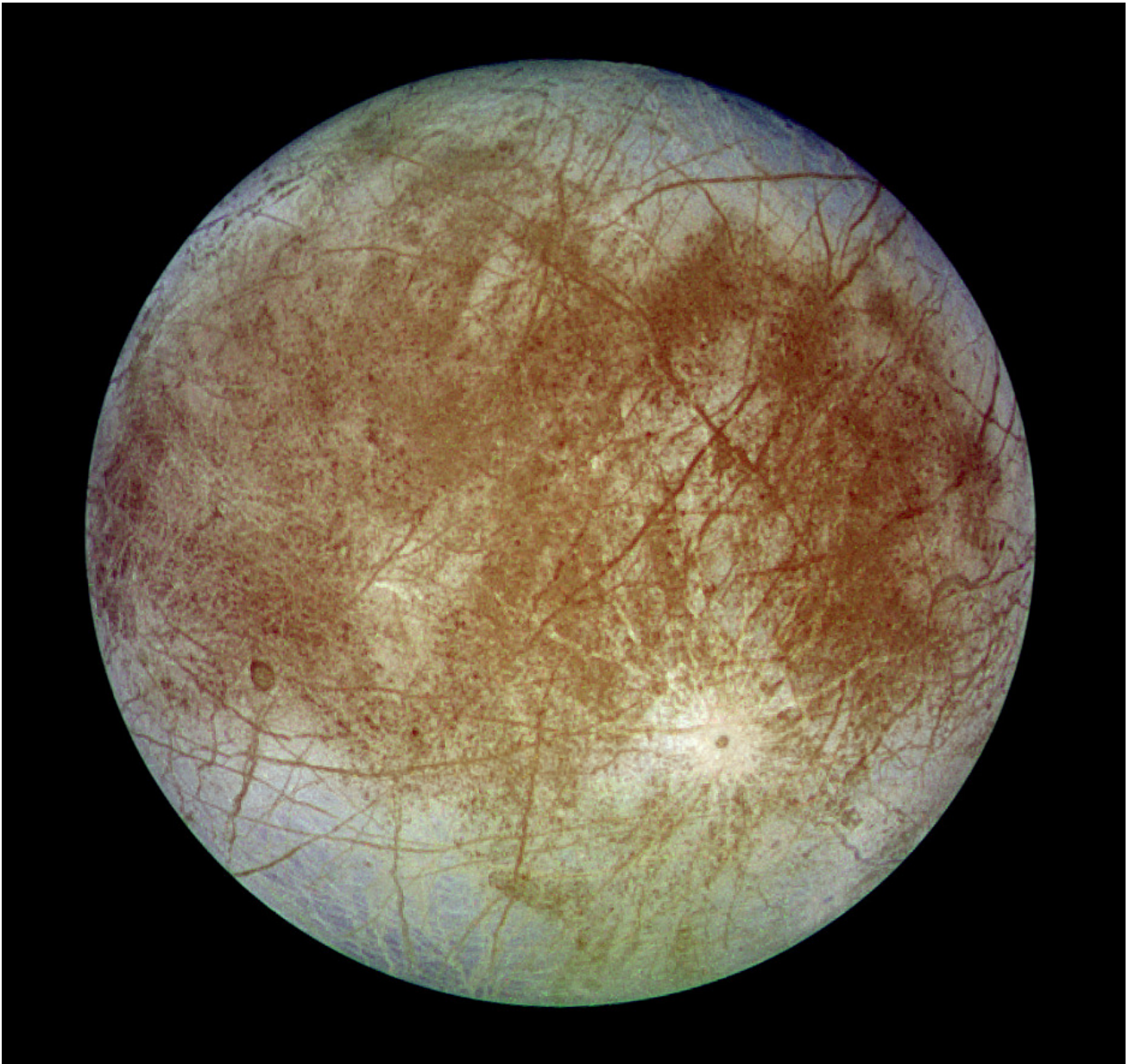


Gebirgszüge und schräggestellte Krustenteile bedecken manche Gebiete IO's



Insbesondere die Schwefelverbindungen verleihen Io ein farbenprächtiges Aussehen

Europa



Eine von Io völlig verschiedene, aber nicht minder bizarre Welt stellt der Jupiter-Mond Europa dar. Oder wie soll man einen Himmelskörper bezeichnen, auf dessen eisiger Oberfläche es viel mehr Batteriesäure gibt als in allen Autos der Erde zusammengenommen? Der Nachweis großer Mengen von Schwefelsäure ist aber nur eine von vielen Überraschungen, welche die Galilei-Mission den Wissenschaftlern beschert hat.

Europa ist mit einem Durchmesser von 3122 km etwas kleiner als der Erdmond. Er benötigt ungefähr 3.55 Tage für einen Umlauf um Jupiter und ist dabei – wenn auch in bedeutend geringerem Maße als Io – Gezeitenkräften ausgeliefert, die sein Inneres permanent aufheizen. Ein Grund dafür ist die 1:2:4 Laplace-Resonanz Ganymed - Europa Io, die zu einer Dissipation von Gravitationsenergie im Mondinneren führt.

Die Aufnahmen (maximale Auflösung 3.8 km/Pixel), die während des Vorbeiflugs von Voyager 2 aufgenommen wurden, zeigten eine ausgesprochen ebene Oberfläche, die offensichtlich aus Wassereis besteht. Diese Eiskruste ist von einem schwer interpretierbaren Wirrwar von Furchen und spaltenähnlichen Strukturen durchsetzt, die sich durch ihre Färbung, Form und Breite unterscheiden. Ausgeprägte Einschlagkrater waren dagegen so gut wie keine auszumachen. Europas Oberfläche scheint also sehr jung zu sein. Man kann sogar abschätzen, daß sie wahrscheinlich kaum älter als 100 Millionen Jahre ist.

Die von Voyager begonnene Erkundung Europas wurde 1996 mit der detaillierten telemetrischen Erfassung seiner Oberfläche im Rahmen der Galileo-Mission der NASA und der ESA fortgesetzt. Gerade die Ergebnisse dieser Mission prägen das heutige Bild dieses in seiner Art außergewöhnlichen Jupitersatelliten.

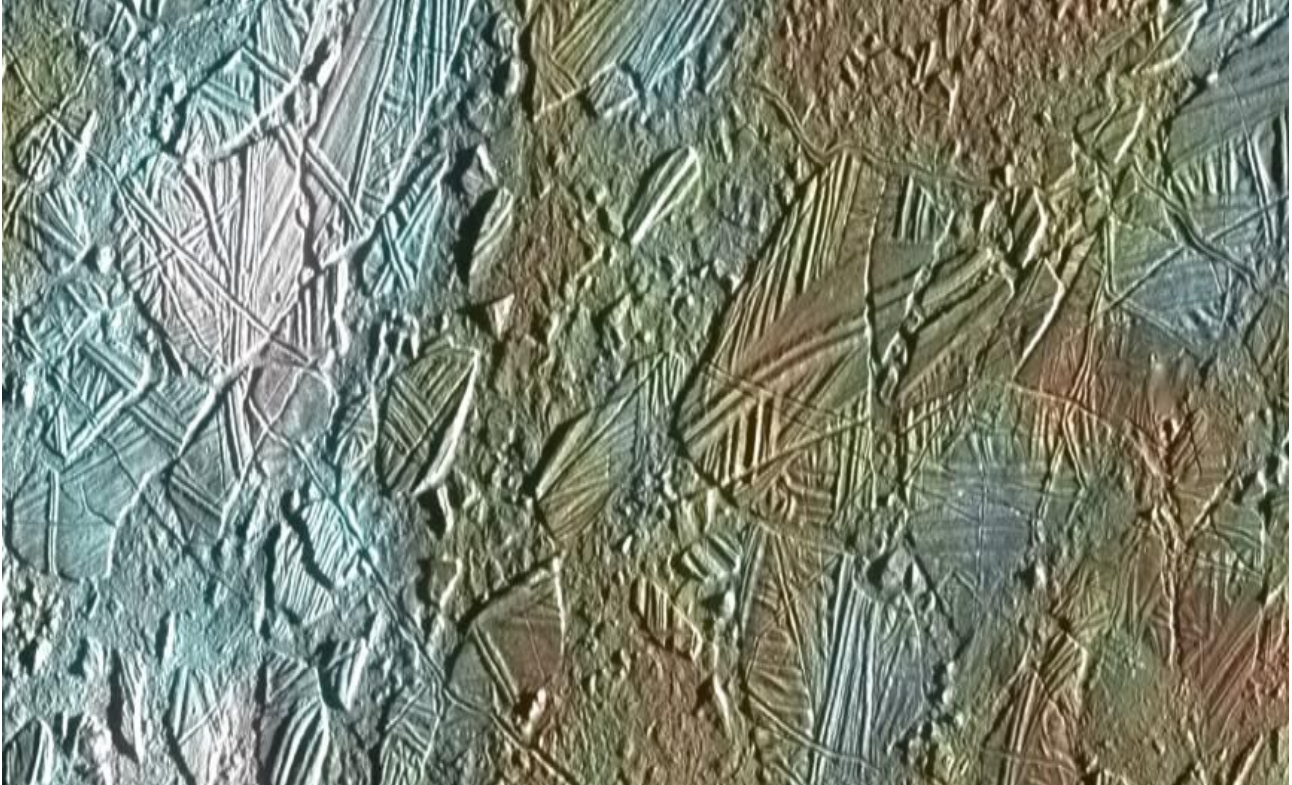
Aufnahmen von Galileo brachten Landschaftsformen zum Vorschein, wie sie bis dahin im Sonnensystem völlig unbekannt waren. Europas Oberfläche besteht vollständig aus Wassereis und ist - wie bereits erwähnt - außergewöhnlich glatt, zeigt also nur geringe Höhenunterschiede (maximal einige 100 m). Man kann sie in zerfurchte Gebiete, glatte Ebenen und chaotisches Terrain einteilen, wobei letztere aus Eisschollen besteht, die durch innere Kräfte aus ihrer ursprünglichen Position herausgelöst und verdreht wurden.

Die glatten Ebenen haben i.d.R. ein geringeres Albedo und sind ähnlich gefärbt wie die bandartigen Strukturen, die eine Länge von mehr als 1600 km erreichen. Das „zerfurchte Terrain“ ist schwer zu beschreiben. Es besteht aus Graten und Rissen, in denen dunkleres Material aufgequollen und wieder erstarrt ist. Daneben kann man bizarre Formen von zerbrochenen, verdrehten und aufgetürmten Eisschollen beobachten, die darauf hinweisen, daß das Gebiet in seiner Geschichte mehrfach hintereinander tektonisch verformt wurde. Man hat für diese Vorgänge den Begriff des „Eiswasser-Vulkanismus“ geprägt.

Wenn man die Nahaufnahmen von den Eisflächen betrachtet, die durch sehr gleichmäßige bandartige Strukturen durchsetzt sind, wird man unweigerlich an irdische Autobahnen erinnert. Interessanterweise liegt das Innere dieser gleichmäßig breiten Bänder oftmals etwas höher als die unmittelbare Umgebung. Geologen ist aufgefallen, daß die größeren von ihnen den sogenannten Spreizzentren der mittelozeanischen Rücken auf der Erde ähneln. Bekanntermaßen steigt dort Magma auf und drückt parallel zum Riftgraben die Erdplatten auseinander. Auf Europa ist ein analoger Vorgang denkbar, bei dem das aufsteigende Magma durch aufsteigendes „warmes Eis“ oder Wasser ersetzt ist. Was aber auf Europa offensichtlich fehlt, sind Subduktionszonen. Wahrscheinlich erfolgt der Ausgleich hier durch eine geringfügige Vergrößerung des Mondradius, wobei Spannungen im Eismantel entstehen, die wiederum neue Risse öffnen können.

Neben den Bändern und Linien gibt es auf der Oberfläche Europas sehr viele kleine kreis- bis ellipsenförmige Strukturen, die als „Lenticulae“ bezeichnet werden. Sie sehen auf den hochauflösenden Galileo-Aufnahmen wie kleine Pusteln aus. Ihre Existenz ist ein deutlicher Hinweis dafür, daß es unterhalb der Eisschicht einen „Ozean“ aus flüssigem Wasser gibt. Durch den Energieeintrag durch die Gezeitenreibung wird das Wasser flüssig gehalten und es entstehen an der Unterseite des Eispanzers Aggregate aus relativ warmen, plastisch verformbaren Eis, die aufgrund ihrer geringeren Dichte die

Zähigkeit der Kruste überwinden und nach oben steigen können. Wenn diese Eispfropfen die Oberfläche erreichen, entstehen die beobachteten Lenticulae. Auf der Erde ist diese Erscheinung – wenn auch in einem anderen geologischen Zusammenhang – wohlbekannt: die Salzstockbildung in Mittel- und Norddeutschland (Diapire).



Zerfurchte und verdrehte Eisschollen auf Europa

Die Deutung der Lenticulae durch Diapire erlaubt auch eine elegante Erklärung des „*chaotischen Terrains*“. Kurz bevor sie die Oberfläche erreichen, kommt es zu einer teilweisen Aufschmelzung der Eismassen darüber. In dem entstehenden Eismatch können die zerbrochenen Eistafeln wie Eisberge verdriften und auf diese Weise ihre heutige Position eingenommen haben. Auf jeden Fall hat die Morphologie dieser Gebiete etwas mit Aufschmelzvorgängen aus dem Inneren zu tun.

Die Idee, daß Europa unter seiner Eishülle einen Ozean beherbergt, hat nicht nur etwas Faszinierendes, sondern hilft auch mit, die Oberflächenmorphologie dieses außergewöhnlichen Himmelskörpers zu verstehen. Ein Ozean führt zu einer Entkopplung zwischen dem massiven Gestein- und Eisenkern (Europa hat eine mittlere Dichte von 3040 kg/m^3) und der auf dem Ozean schwimmenden Eishülle. Deshalb spricht nichts dagegen, daß sich die Rotationsgeschwindigkeit des Kerns geringfügig von der Rotationsgeschwindigkeit der Eiskruste unterscheidet. Unter dem gravitativen Einfluß Jupiters sollte der Eispanzer etwas schneller rotieren als der Kern. Die Differenz muß aber nach den Daten von Galileo äußerst gering sein, d.h. erst nach ca. zehntausend Jahren sollte der Eispanzer den Kern „überholen“. Wenn dieses Szenario stimmt, lassen sich damit einige Aspekte des großräumigen Streifenmusters zumindest teilweise erklären.

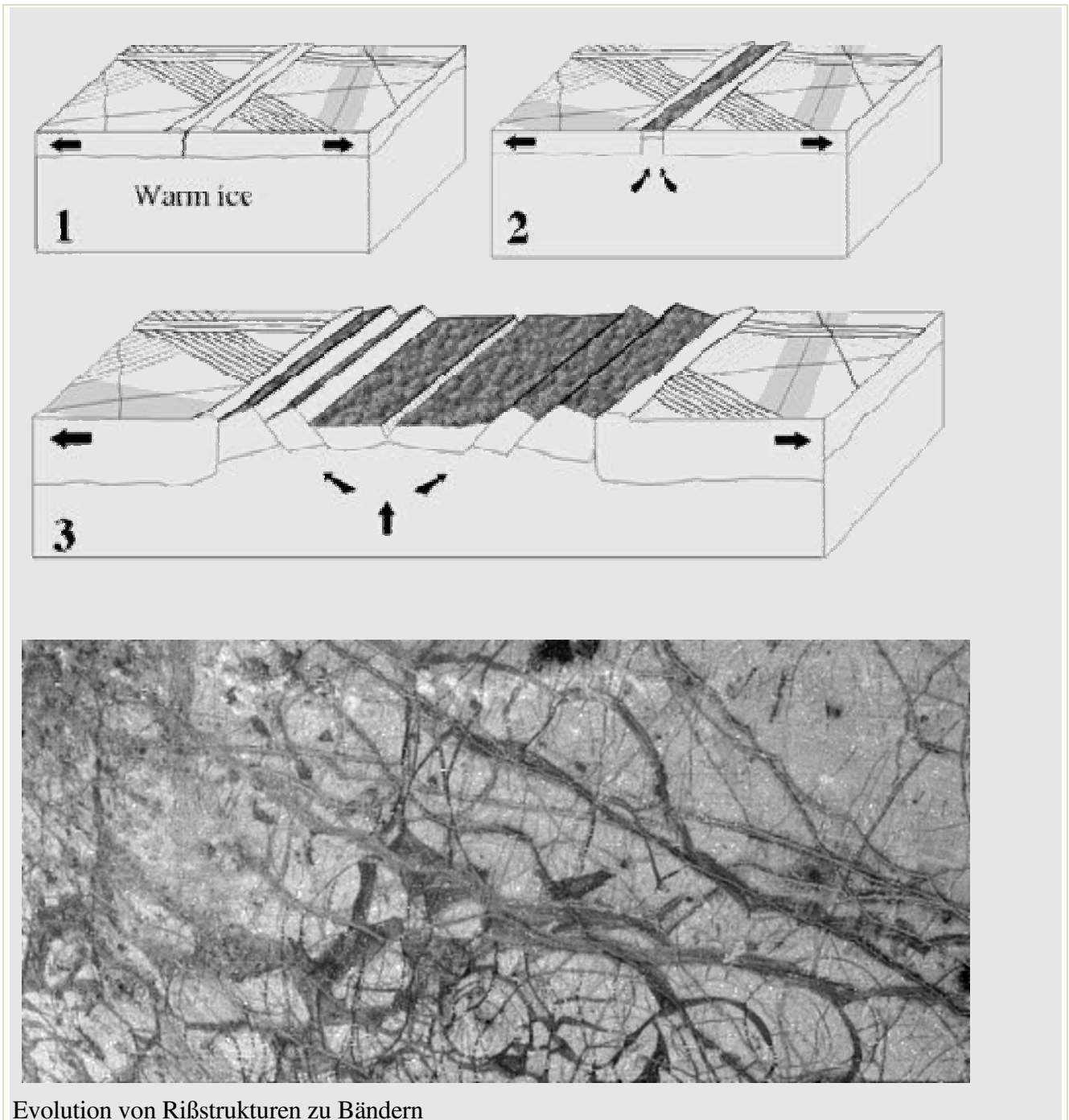


Häufung von Lenticulae auf einer mit Rißstrukturen durchsetzten Eisfläche

Kryotektonik auf Europa

Die morphologischen Eigenheiten der Oberfläche des Jupitermondes Europa sowie der anderen Galileischen Monde mit Ausnahme von Io lassen sich am besten durch eine Art von Tektonik erklären, die zusammenfassend als Kryotektonik bezeichnet wird. Sie geht davon aus, daß für die Entstehung der meisten Oberflächenstrukturen der Eismonde - wie z.B. den verwirrenden linien- und bandartigen Strukturen - hauptsächlich endogene Kräfte verantwortlich sind bzw. durch sie befördert werden. Wie eine ganze Anzahl von Indizien beweisen, besteht zwischen dem metallisch-silikatischen Kern von Europa und seiner eisigen Oberfläche ein Ozean aus flüssigen Wasser oder matschigem Eis. Dieser „Ozean“ wird durch die Gezeitenkräfte sowie durch die Wärmeabgabe des Kerns (radioaktiver Zerfall) soweit geheizt, daß ähnlich wie im Erdmantel Strömungen auftreten, die an der Oberfläche zu Spannungen und schließlich zu Rissen führen, die sich analog irdischer Grabenbrüche entwickeln. Diese Gräben und Risse werden dabei durch festes, empor quellendes duktilen Eis ausgefüllt, was hügelartige Strukturen im Bereich der die Mondoberfläche durchziehenden Bänder beweisen. Außerdem ragen die dunklen Bänder etwas über die flache Umgebung heraus, wie Stereoaufnahmen von Galileo beweisen. Gefrierendes flüssiges Wasser kann derartige Strukturen nicht bilden.

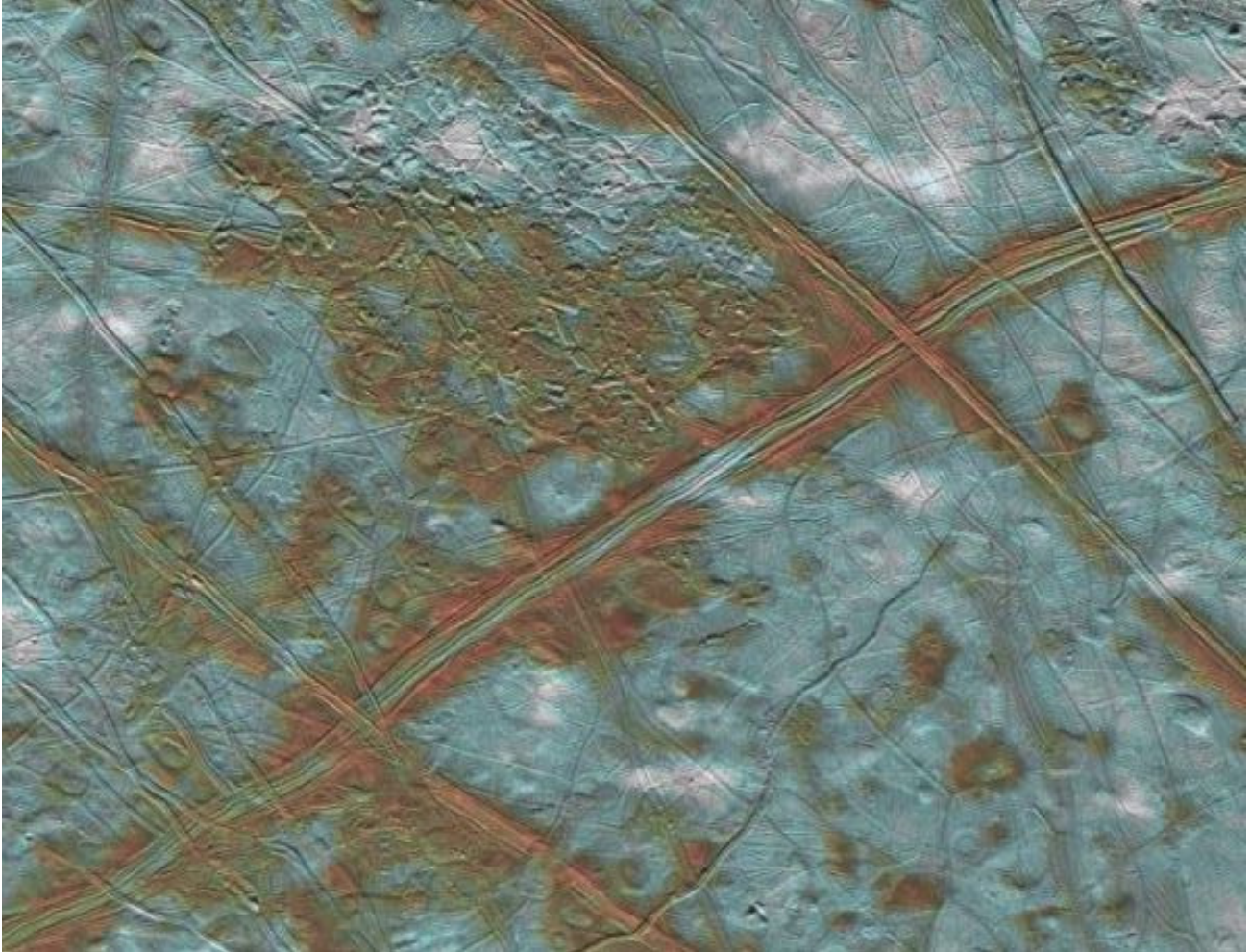
Durch Zugspannungen, die z.B. durch die Einwirkung von Gezeitenkräften entstehen, können mit neuem Material ausgefüllte Risse wieder aufgetrennt werden, was letztendlich zu der Art von Rissen führt, die am rechten und linken Rand jeweils eine Erhebung aufweisen, im Zentralbereich jedoch weitgehend flach sind.



Evolution von Rißstrukturen zu Bändern

Wenn man einzelne Gebiete Europas etwas genauer betrachtet, fällt auf, daß viele von den dunklen Linien, die seine Oberfläche durchziehen, eine bogenartige Form haben. GREGORY HOPPA und Mitarbeiter von der Universität Arizona haben für ihre Entstehung eine plausible Theorie entwickelt. Kernpunkte sind dabei die Gezeitenkräfte, denen der Mond periodisch auf seiner Bahn ausgesetzt ist. Sie bewirken in Europas Ozean einen Flutberg von ca. 30 m Höhe, der von Innen auf den Eispanzer drückt. Dabei können die Druckkräfte so große Werte erreichen, daß die Zugfestigkeit des darüber liegenden Eises überschritten wird. Auf diese Weise entstehen mit anwachsender Kraft Risse, die sich entsprechend der Belastung immer weiter öffnen. Dabei folgen sie einer gebogenen Linie bis der Druck wieder unter die Zugfestigkeit abgefallen ist. Beim nächsten Umlauf setzt sich am Ende der Spalte die Reißbildung fort, aber diesmal in eine andere Richtung. In die dabei entstehenden Spalten und Klüfte

steigt schließlich Wasser oder matschiges Eis auf, welches den Raum ausfüllt und gefriert. Jedes Eisbogensegment muß sich nach dieser Theorie in jeweils etwa 3.5 Tagen bilden. Wann die Risse entstanden sind und ob sie auch heute noch entstehen können, ist unbekannt. Zwischen den Aufnahmen Voyagers und Galileos hat man jedenfalls keine signifikanten Unterschiede gefunden.

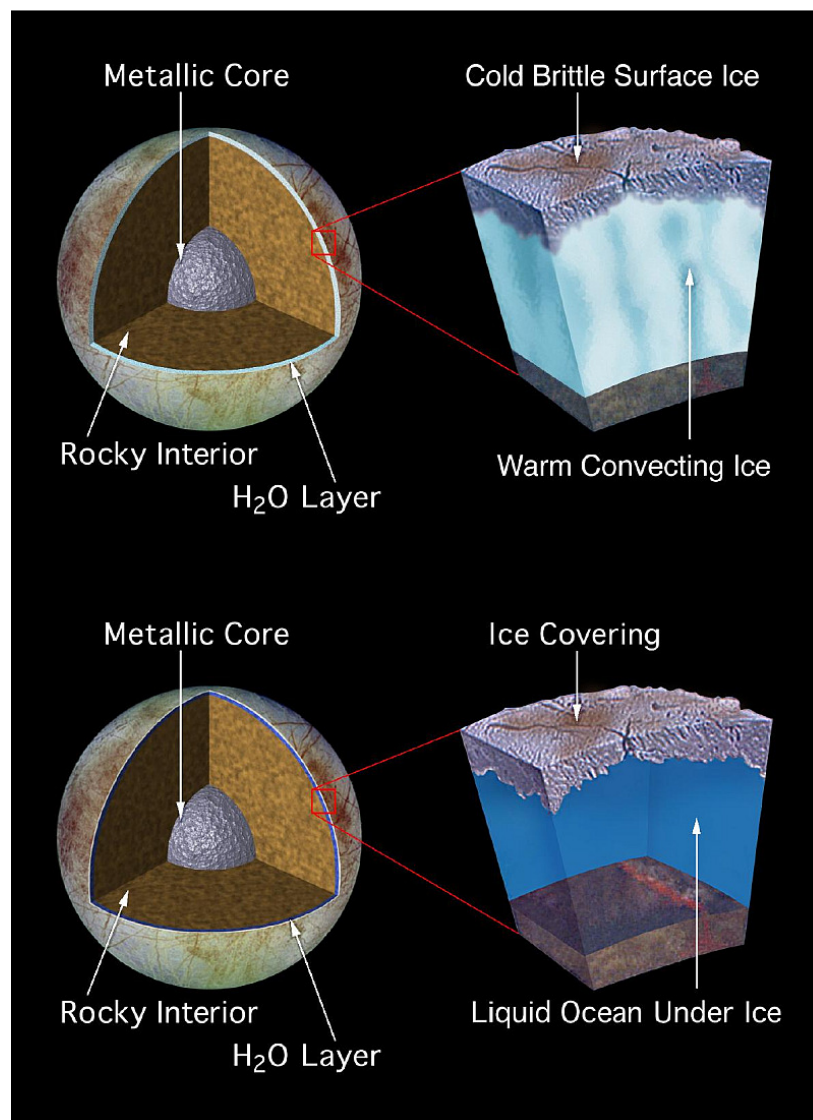


Bräunlich gefärbtes chaotisches Terrain (Conamara Chaos) und gleichmäßige, unterschiedlich alte Risse im Eispanzer von Europa (Falschfarbaufnahme, 320 x 295 km)

Nach neueren Modellen für den inneren Aufbau Europas sollte der Ozean, der sich unter einer mindestens 3 km, wahrscheinlich aber mehr als 6 km dicken Eiskruste erstreckt, eine Tiefe von ungefähr 100 bis 150 km besitzen. Dieses Modell wird durch die Meßdaten des Magnetometer-Experiments von Galileo unterstützt, die Hinweise darauf enthalten, daß sich unter dem Eismantel unter der Einwirkung von Jupiters wechselnden Magnetfeld elektrische Ströme in einem leitfähigen Medium – Salzwasser – ausbilden. Wäre Europa bis zum Gesteinskern gefroren, hätte man kein oder ein anderes intrinsisches Magnetfeld gemessen.

Die Existenz eines Ozeans wirft natürlich sofort ein weitere Frage auf: Flüssiges Wasser – Leben! Diese verkürzte Darstellung erklärt aber, warum der Jupiter-Trabant Europa auf einmal häufiger in der normalen Tagespresse erwähnt wird, nachdem die NASA-Wissenschaftler die Entdeckung eines Ozeans in seiner Tiefe bekanntgegeben haben. Nichtsdestotrotz muß diese Frage ernsthaft diskutiert

werden. Wenn es im Sonnensystem nicht nur auf der Erde Leben geben sollte, wäre Europa neben Mars durchaus ein Kandidat. Man darf sich natürlich nicht vorstellen, daß in den lichtlosen, kalten und salzigen Fluten Europas irgendwelche fischähnlichen Kreaturen herumschwimmen. Wenn Leben, dann nur in der allerprimitivsten Form. Aus der Tiefsee der irdischen Ozeane weiß man, daß in der Nähe von heißen Quellen der mittelozeanischen Rücken bizarre Ökosysteme existieren, die ihre Energie aus den austretenden Schwefelverbindungen gewinnen (Schwefelbakterien). So etwas ist natürlich auch auf Europa denkbar – aber nicht sehr wahrscheinlich. Leben als ein Phänomen des Fließgleichgewichts benötigt permanent eine geeignete Energiequelle, um existieren zu können. Auf der Erde ist das primär das Sonnenlicht. Auf Europa würden nur relativ ineffektive chemische Prozesse, die indirekt über die Energie aus den Gezeitenwechselwirkungen gespeist werden, zur Verfügung stehen. Die grundlegende Frage ist jedoch, ob die These stimmt, daß Leben quasi zwangsläufig aus abiotischer Materie entsteht, sobald die minimalen Voraussetzungen dafür erfüllt sind. Man wird sie nur beantworten können, wenn man Europa und seinen Ozean direkt einen Besuch abstattet. Es ist sicherlich nicht verwunderlich, daß an derartigen Plänen bereits konkret gearbeitet wird.



Zwei verschiedene Modelle des inneren Aufbaus von Europa

Jupitermonde

Europa hat eine dünne Atmosphäre. Mit dem hochauflösenden Spektrometer des Hubble-Teleskops (GHRS) konnten 1994 die verräterischen Linien von molekularem Sauerstoff O_2 im ultravioletten Spektralbereich nachgewiesen werden. Dieser Sauerstoff bildet eine ca. 200 km hohe Gashülle, wobei aber der Oberflächendruck gerade mal 10^{-6} Pa beträgt. Aufgrund der geringen Masse des Mondes kann sich das Gas jedoch nicht permanent halten. Es diffundiert in den kosmischen Raum und muß daher kontinuierlich nachgeliefert werden. Die Quelle für den Sauerstoff ist das Wassereis der Oberfläche. Durch das ultraviolette Sonnenlicht und durch die Partikelstrahlung aus dem intensiven Strahlungsgürtel Jupiters sublimiert das Wasser und dissoziiert in seine Bestandteile Wasserstoff und Sauerstoff. Während der Wasserstoff sehr schnell entweicht, kann sich der Sauerstoff länger halten und eine Gashülle ausbilden. Sie stellt den Gleichgewichtszustand zwischen der Neubildung durch Dissoziation und dem Verlust der Gase in den kosmischen Raum dar, wobei letzterer durch einen Sputtereffekt verstärkt wird.

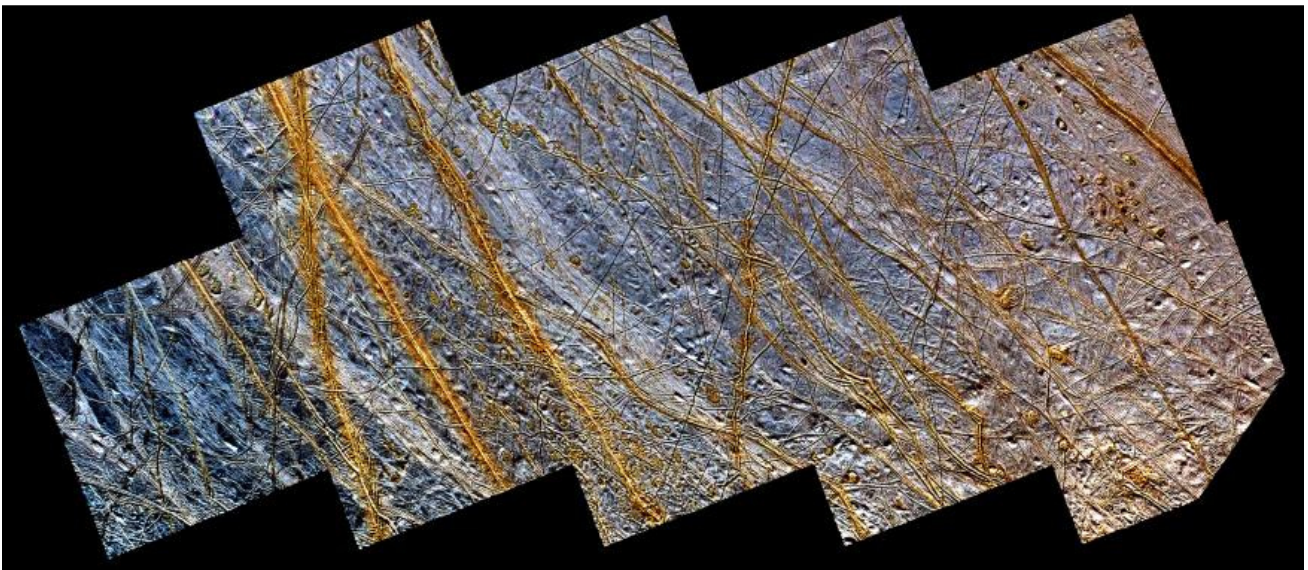
In dem Kapitel über Io wurde berichtet, daß dieser Mond ganz entfernt etwas mit einer Kuh zu tun hat. Bei Europa ist es ähnlich, doch hier ist von einem Stier zu berichten. Zeus – diesmal in Gestalt eines Stieres – näherte sich Europa – der schönen Tochter des Königs von Phönicien und seiner Frau Telephassa –, nahm sie auf seinen Rücken und schwamm mit ihr auf die Insel Kreta. Nun ja, dort schenkte sie ihm drei Söhne, darunter Minos, die vom kinderlosen König der Insel – Asterios – adoptiert wurden. Minos heiratete Pasiphae und hatte auch wieder Kinder – den Minotaurus und die Ariadne (die mit dem Faden) etc. Übrigens, was viele Europäer nicht wissen, der Kontinent Europa ist auch nach Europa benannt.



Detailaufnahme der eisigen Oberfläche Europas

Daten

| BAHNPARAMETER | |
|--|--------|
| Mittlerer Bahnradius (km) | 670900 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 3.551 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 13.74 |
| Bahnneigung (Grad) | 0.47 |
| Numerische Exzentrizität | 0.0101 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 3.551 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{22} kg) | 4.80 |
| Mittlerer Radius (km) | 1560.8 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 3010 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 1.32 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 2.04 |



Details (farbverstärkt) der Eisoberfläche Europas



Pwyell-Impaktkrater auf Europa, fotografiert von Voyager

Ganymed



Würde Ganymed nicht um Jupiter kreisen, sondern wie Mars oder Erde um die Sonne, dann wäre er zweifellos als ein Planet klassifiziert worden. Mit einem Durchmesser von 5268 km ist er fast 400 km größer als Merkur. Vergleicht man aber die Dichte der beiden Körper (Merkur 5430 kg/m^3 , Ganymed 1940 kg/m^3), dann zeigen die Unterschiede, daß sich der innere Aufbau Ganymeds von Merkur radikal unterscheiden muß. Ganymed ist überwiegend ein Eiskörper mit einem metallischen Kern und einem silikatischen Mantel von der Größe des Mondes. Der Rest ist Wasser bzw. Wassereis. Das erklärt auch den relativ großen Albedo von 0.42.

Betrachtet man Gesamtaufnahmen von Ganymed, die von Voyager bzw. 20 Jahre später von Galileo aufgenommen wurden, dann fallen auf der bräunlichen Oberfläche zwei unterschiedliche Landschaftsformen auf. Einmal dunklere Gebiete wie die Galilei Regio auf der Seite des Mondes, die in Bewegungsrichtung zeigt (auch Ganymed führt eine gebundene Rotation aus), die aus der

Entfernung etwas den lunaren Maren ähneln. Zum anderen etwas hellere, wo Impakte im Eis Krater mit einem hellen Auswurf gebildet haben. Beide Regionen unterscheiden sich signifikant in ihrer Kraterdichte. Das bedeutet konkret, daß sie unterschiedlich alt sein müssen. Aus Kraterzählungen hat man für die dunklen Gebiete ein Alter zwischen 3 und 3 ½ Milliarden Jahren abgeleitet. Danach hat sich dort nicht mehr viel getan. Die etwas helleren Bereiche sind offensichtlich jünger und zeigen eine verwirrende Zahl von morphologischen Merkmalen, die auf eistektonische Prozesse hindeuten. Zu nennen sind eine Vielzahl von langen parallelen Furchen, die im Plural als „Sulci“ bezeichnet werden. Ansonsten findet man dort nur noch relativ wenige Reste von alten Kratern. Auch scheinen die helleren Gebiete im Mittel 1 km höher zu liegen. Größere Erhebungen von mehr als 1000 – 2000 m gibt es so gut wie nicht, da Eis bekanntlich unter seinem eigenen Gewicht fließen kann.

Während der Mond aus der Entfernung recht übersichtlich erscheint, offenbaren Nahaufnahmen des Galileo-Orbiters ein extrem komplexes Landschaftsbild.

Man findet bandartige Strukturen ähnlich denen Europas, nur daß sie, da sie viel älter sind, bedeutend mehr Impaktkrater aufweisen. Auch hier ist offensichtlich matschiges Eis in grabenartigen Bruchstrukturen aufgestiegen und hat beim Gefrieren die danebenliegenden Eiskrustenteile voneinander weggepreßt. Diese Vorgänge zeigen eine verblüffende Analogie zu dem „ocean floor spreading“ auf der Erde. Auch andere Oberflächenmerkmale sind starke Indizien dafür, daß es in der Tiefe von Ganymed einmal viskoses und somit mobiles Eis gab bzw. heute noch gibt, obwohl die eistektonischen Prozesse schon seit wenigstens 3 Milliarden Jahren abgeklungen sind.

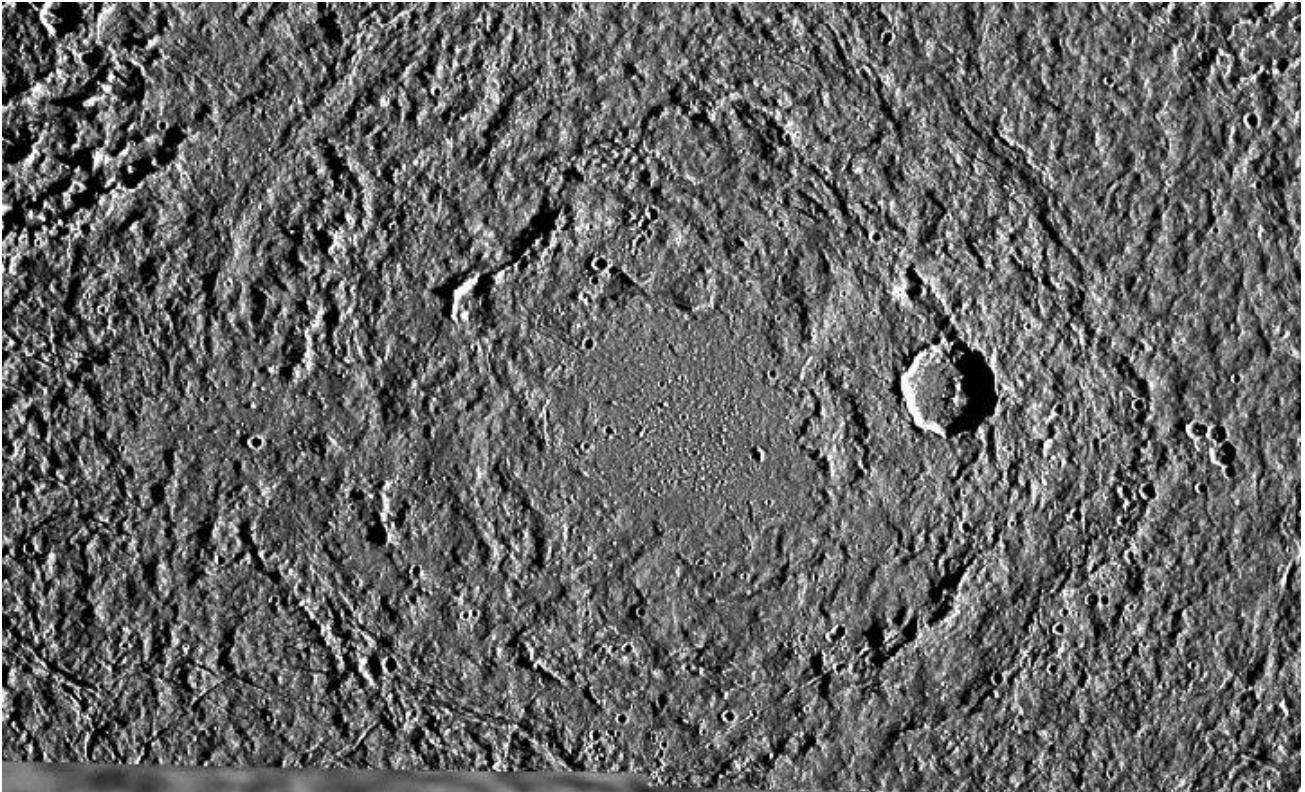
Das ganze verwirrende System von Bändern, Rillen, Brüchen und Verdrehungen von Krustenteilen, das der Oberfläche Ganymeds sein eigentümliches Aussehen verleiht, hat etwas mit Dehnungsprozessen zu tun, denen der Mond in seiner Frühgeschichte wiederholt ausgesetzt war. Die Eiskruste expandierte und zerbrach, wobei an den größeren Bruchstellen ganze Krustenteile abgekippt und verdreht worden sind. In die Zwischenräume drang schließlich viskoses Eis, das die Risse ausfüllte, z.T. weiter verbreiterte und auf diese Weise die helleren Gebietsteile bildete.

Nach dieser Theorie sollten die dunklen Gebiete konservierte Bruchstücke der ehemaligen Kruste darstellen. Sie machen heute etwas mehr als 40% der Gesamtoberfläche aus und haben meist eine ovale (z.B. Galileo Regio) oder polygonartige Struktur (z.B. Marius Regio) mit bis zu 1000 km Durchmesser. Sie sind sowohl von Furchen als auch von einzelnen Depressionen durchsetzt. Man findet außerdem relativ große und nahezu kreisförmige Strukturen (z.T. mehrere 100 km Durchmesser), die man als Palimpseste bezeichnet. Dabei handelt es sich um die Überreste von großen Impakten. Sie entstehen, wenn Asteroiden auf einen Eiskörper aufschlagen und dabei zwangsläufig das Gebiet um den Einschlag aufheizen und aufschmelzen. Das dabei verflüssigte Material fließt in die Kratergrube zurück und ebnet sie ein. Beim Erstarren entsteht eine brüchige Oberflächenschicht, die entsprechend der Kratersymmetrie in konzentrische Ringe aufbricht. Man kann sie heute noch auf Ganymed sehen.

Eine Zwischenform zwischen den Palimpsesten und den normalen Impaktkratern stellen die Penepalimpseste dar. Manchmal werden sie auch als „Domkrater“ bezeichnet. Ihr kennzeichnendes Merkmal ist die domartige Aufwölbung des Kraterbodens, welche den Zentralberg eines normalen komplexen Kraters ersetzt. Zwischen der zentralen Aufwölbung und dem kaum sichtbaren Kraterrand

Monde der Planeten des Sonnensystems

befindet sich ein nach innen geneigtes und stark zerklüftetes Gebiet. Ein typisches Beispiel für einen Penepalimpsest ist der Krater Neith. Er hat einen Durchmesser von ca. 160 km wobei die zentrale Aufwölbung ein kreisförmiges Gebiet von ca. 45 km Durchmesser überdeckt. An Neith kann man das Verhalten von weichen, leicht schmelzbaren Oberflächenmaterial unter dem Einfluß eines hochenergetischen Impakts im Detail studieren. Obwohl die physikalischen Grundprozesse die gleichen sind, unterscheiden sich die Krater, die nach einem Impakt auf einem Eisplaneten zurückbleiben, stark von denen auf Oberflächen aus silikatischen Material.

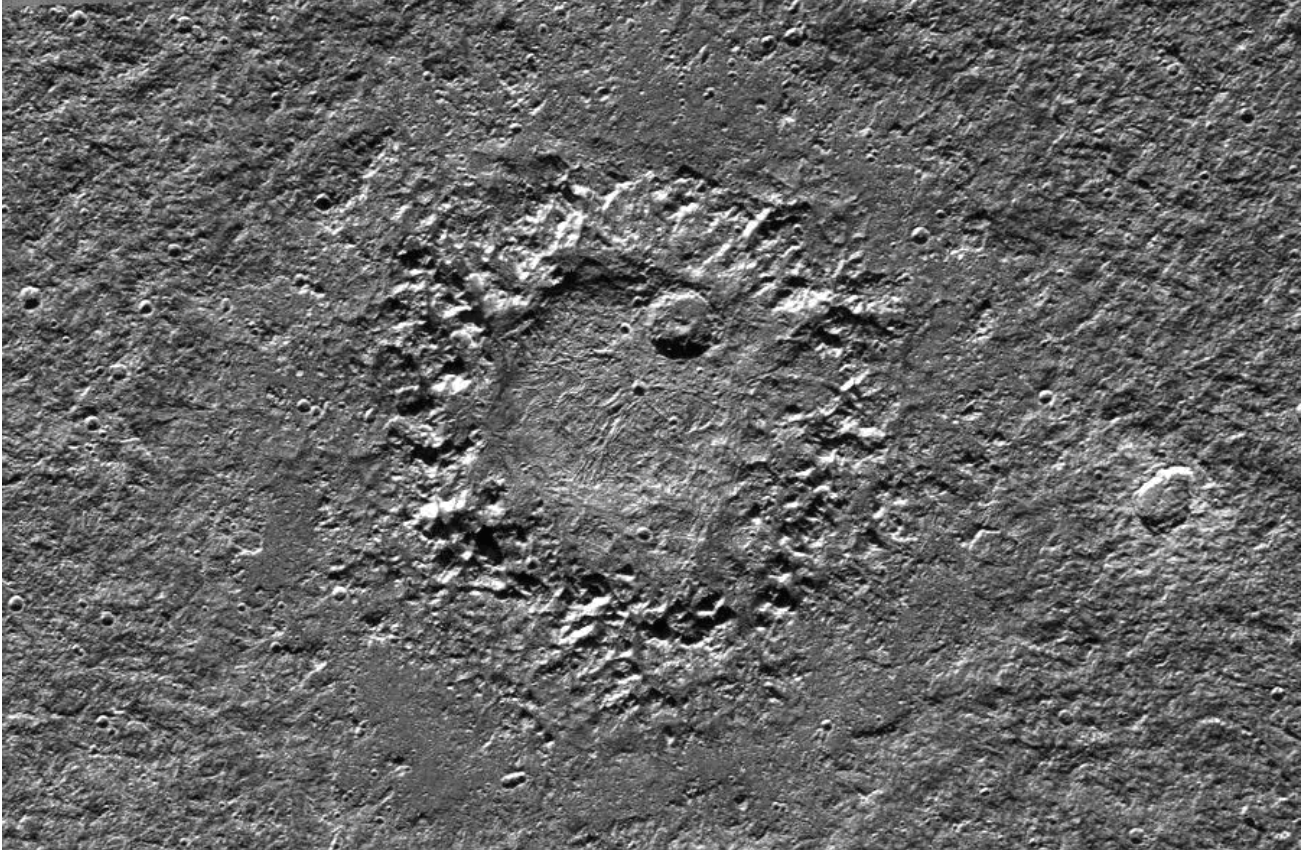


Buto Facula, ein typischer Palimpsest auf Ganymed (Marius Regio) auf einer hochauflösenden Galileo-Aufnahme. Die kleinsten Details sind knapp 400 m groß.

Ein weiteres für die Wissenschaftler überraschendes Ergebnis der Galilei-Mission ergab sich aus der Auswertung der Meßdaten des Plasmawellendetektors und des Magnetometers, die bei den Vorbeiflügen an Ganymed aufgenommen wurden: Ganymed besitzt ein eigenes – nicht durch Jupiter induziertes – Magnetfeld von ca. 750 nT (Äquatorwert). Da es sich dabei annähert um ein reines Dipolfeld handelt, das lediglich um 10° gegen die Rotationsachse geneigt ist, muß man mutmaßen, daß es – analog zur Erde – durch einen Dynamoeffekt tief im Inneren erzeugt wird. Was diesen Dynamoeffekt antreibt, wird noch kontrovers diskutiert. Ein Modell geht von einem flüssigen, stark salzhaltigen Ozean unter der 200 km starken Eiskruste aus, der bei dem dort herrschenden großen Druck auch bei -50°C noch nicht gefriert. Eine andere Möglichkeit besteht darin, daß die Quelle für den Dynamo in seinem Kernbereich liegt, der sich noch in einem geschmolzenen Zustand befindet.

Die Messungen des Schwerefeldes durch Galileo ergaben einen Wert für das planetare Trägheitsmoment von 0.3105, der auf eine weitgehende Differenzierung des Mondinneren schließen läßt. Danach befindet sich unter der mächtigen Eiskruste (bzw. dem hypothetischen Ozean aus

flüssigen Wasser bzw. viskosen, mit Silikaten verunreinigten Eis) ein ca. erdmondgroßer silikatischer Körper mit einem zumindest teilweise aufgeschmolzenen Eisen- bzw. Eisensulfidkern. Oder anders ausgedrückt: Entfernt man die Eisschicht hat man (was den Schalenbau betrifft) den Jupitermond Io vor sich.. Die Dicke der Eisschicht wird auf ca. 170 Kilometer geschätzt. Das ist viel zu viel, als daß ein eventuell darunter verborgener Ozean heute noch irgendwelchen Einfluß auf die Oberflächenstrukturen nehmen könnte.

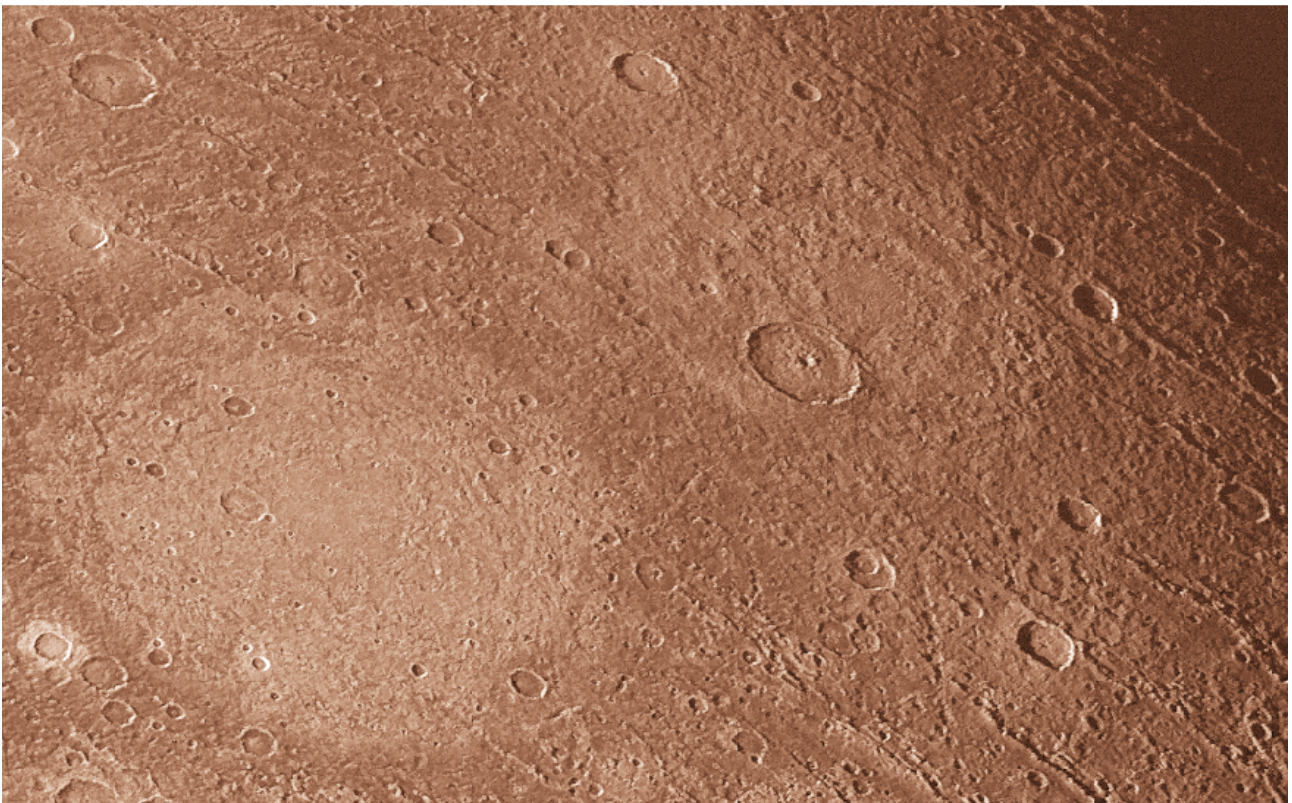


Domkrater ähnlich wie Neith (hier eine hochauflösende Aufnahme von Galileo) findet man auch auf Kallisto. Man schätzt sein Alter auf ca. 3.9 Milliarden Jahre.

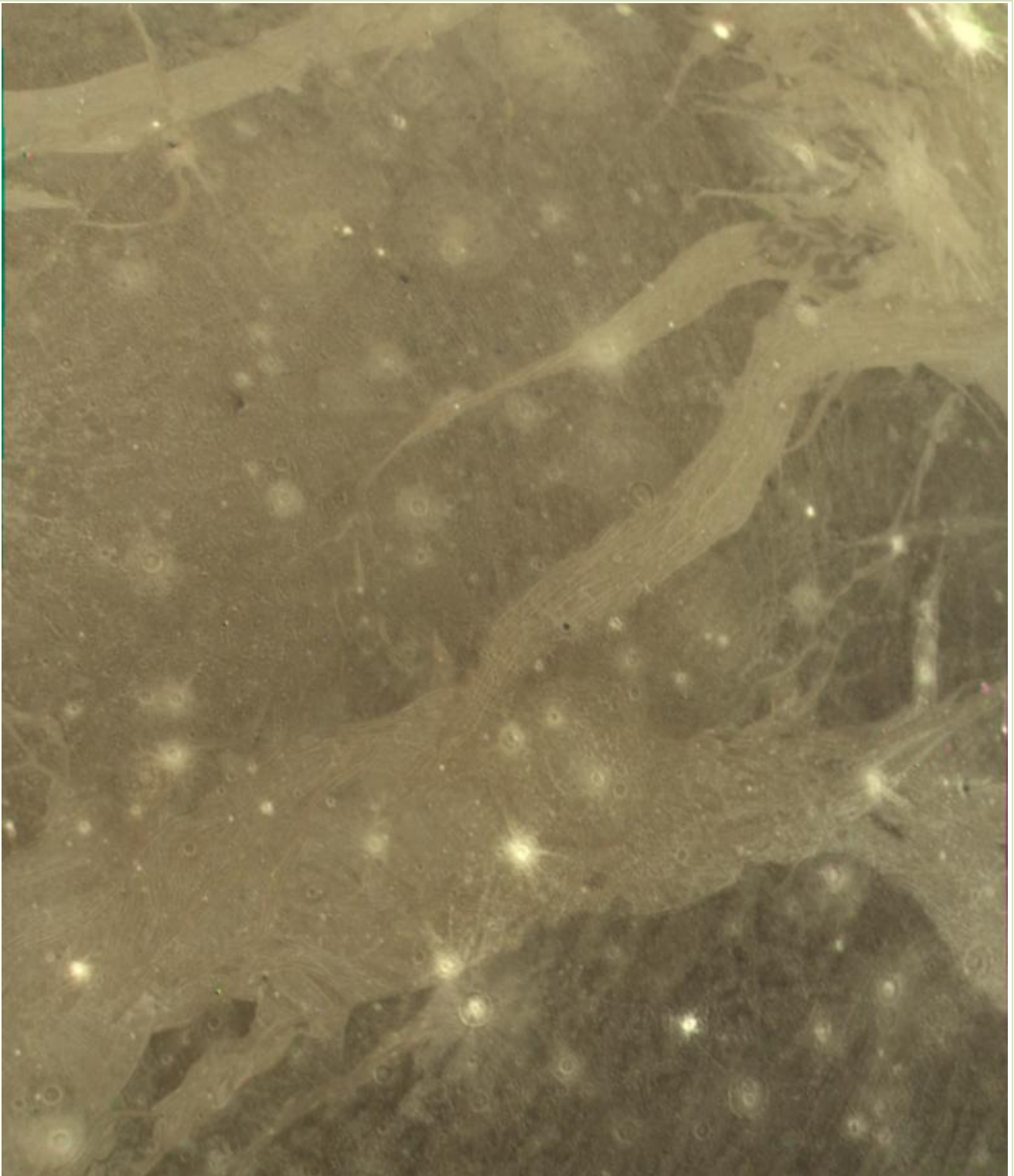
Was den Namen „Ganymed“ betrifft, hat er natürlich etwas – wie nach den Erfahrungen mit Io und Europa auch nicht anders zu erwarten – mit Zeus, den Göttervater (= Jupiter) zu tun. Nur war Ganymed keine wunderhübsche Frau, sondern ein lieblicher Knabe – genau genommen der Sohn des troischen Königs Tros und der Nymphe Kallirhoe. Homer beschreibt ihn als „den schönsten Knaben unter allen sterblichen Menschen“. Und auf ihn hatte Zeus ein Auge geworfen. Flugs verwandelte er sich in einen Adler und trug ihn auf den Olymp. Dort wurde er als Mundschenk der Götter und als Geliebter des Zeus angestellt was heute zu der nicht nur für Althilologen spannenden Frage führt, ob Zeus nicht etwa bisexuell gewesen ist...

Daten

| BAHNPARAMETER | |
|--|---------|
| Mittlerer Bahnradius (km) | 1070400 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 7.155 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 10.88 |
| Bahnneigung (Grad) | 0.21 |
| Numerische Exzentrizität | 0.0015 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 7.155 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{23} kg) | 1.482 |
| Mittlerer Radius (km) | 2631.2 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1940 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 1.42 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 2.7 |



Diese Aufnahme der südlichen Galileo Regio zeigt eine Vielzahl von Impaktkratern unterschiedlichen Alters.



Jüngere und ältere Impaktkrater auf der Oberfläche Ganymeds (Aufnahme Voyager)

Kallisto

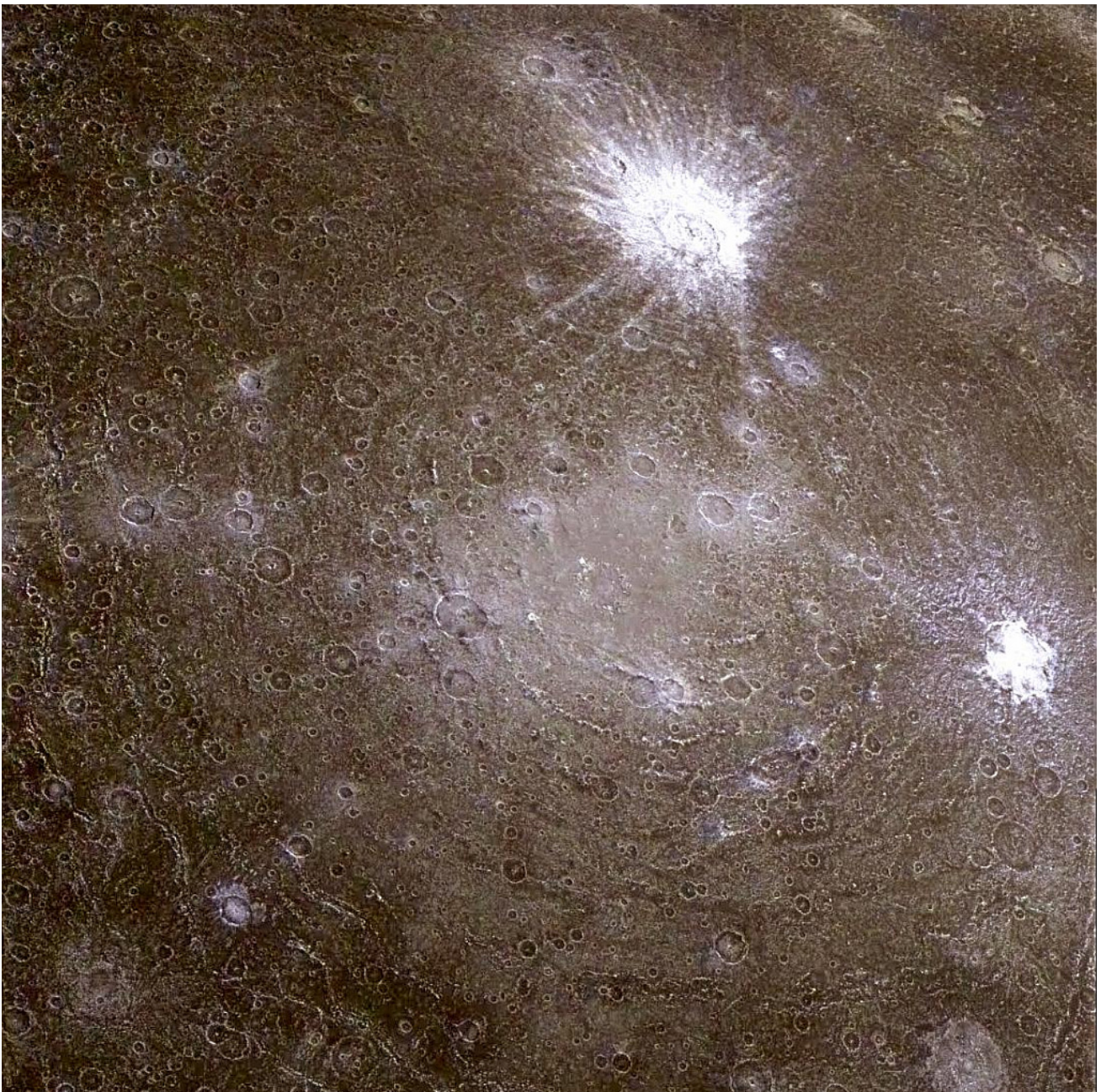


Kallisto galt nach der ersten Auswertung der Voyager-Aufnahmen als nicht besonders interessant. Denn seine für Eismonde sehr dunkle Oberfläche (Albedo=0.2) besitzt genau das, was man von einem richtigen Mond erwartet – Unmengen von Einschlagkratern. Ihre Morphologie weist das Oberflächenmaterial als Wassereis aus – auch nicht sonderlich überraschend, wenn man die geringe Dichte von nur 1830 kg/m^3 bedenkt -, welches von einer Schicht aus dunklen Material überzogen ist.

Die Untersuchungen der Raumsonde Galilei haben dieses Vorurteil gründlich widerlegt. Kallisto ist mindestens genauso interessant wie Europa oder Ganymed.

Jupitermonde

Das Trägheitsmoment (0.358) dieses ziemlich genau merkurgroßen Himmelskörpers läßt auf ein kaum oder wenig differenziertes Inneres schließen. Kallisto besteht demnach aus einem Gestein-Eis-Gemisch, dessen Gesteinsanteil zum Zentrum hin langsam zunimmt. Seine Oberfläche ist über und über mit Kratern unterschiedlicher Größe und Erhaltungszustand bedeckt. Jüngere Impakte haben das unter der dunklen Oberflächenschicht liegende Eis freigelegt. Diese Stellen erscheinen auf den Fotos von Voyager 2 und Galileo als helle weiße Flecken. Sie verleihen dem Mond ein eigentümliches gesprenkeltes Aussehen. Aus der hohen Kraterdichte kann man schließen, daß sich die Oberfläche Kallistos seit dem Zeitalter des „Großen Bombardements“ nur noch unwesentlich verändert hat. Tektonische Strukturen wie mit empor quellendem Eis gefüllte Risse und Bänder, die charakteristisch für Europa und Ganymed sind, findet man hier nicht.



Multiringstrukturen, die bei einem Einschlag eines Planetoiden in der Asgard-Region entstanden sind

Monde der Planeten des Sonnensystems

Die für einen Eiskörper extrem dunkle Oberfläche (Kallisto ist mit einer der dunkelsten Monde im Sonnensystem) entstand durch einem Vorgang, den man auch auf der Erde beobachten kann. Ein Schneehaufen, der schmilzt, bildet eine dunkle fleckige Kruste auf seiner zusammenfallenden Oberfläche (besonders, wenn der Schneehaufen am Straßenrand in einer Stadt liegt ...): Schmutzpartikel, die im Eis immer enthalten sind, sammeln sich beim Schmelzen des Schnees auf der Oberfläche an. Auf Kallisto hat ein analoger Vorgang stattgefunden. Das Eis kann zwar nicht schmelzen (dazu ist es mit 128 K am Äquator auch bei Sonneneinstrahlung einfach zu kalt), es kann aber sublimieren, d.h. unter der Einwirkung von Partikelstrahlung aus dem Strahlungsgürtel Jupiters vom festen sofort in den gasförmigen Zustand übergehen. Außerdem ist die eisige Oberfläche ein guter Partikelfänger. Auf ihr sammeln sich der im Jupitersystem angefallene Staub von zerstörten Kometen sowie das Material, welches durch Meteoriten eingetragen wird, an. Wenn auch diese Vorgänge im Gegensatz zum „Schneesmelzen“ nicht sonderlich effektiv sind, haben sie doch innerhalb von ca. 4 Milliarden Jahren Kallisto quasi mit einer „Schmutzpatina“ überzogen.

Schon Voyager 1 entdeckte auf Kallisto eine riesige Impaktstruktur aus vielen konzentrischen Ringen, die sich bis zu einem Durchmesser von 3000 km verfolgen läßt. Sie wird Valhalla (nach der Ruhmeshalle der gefallenen Krieger, wo nach den nordischen Sagen Odins Thron steht) genannt und ist eine typische Mehrfachringstruktur ähnlich dem Mare Orientale auf dem Mond oder dem Caloris-Becken auf Merkur.

So eindrucksvoll dieser Impakt auch ist, so zeigt er doch kaum Strukturen, die sich irgendwie wesentlich über das allgemeine Terrain erheben. All das deutet darauf hin, das Valhalla sehr alt ist (ca. 4 Milliarden Jahre) und seine Strukturen quasi mit dem Eis im Laufe der Zeit verflossen sind. Bei einem so starken Einschlag, der in der Lage ist, eine derartige Ringstruktur hervorzubringen, erwartet man – ähnlich wie beim Caloris-Becken auf Merkur – das die davon ausgehenden seismischen Wellen den Mond durchlaufen um sich am Antipodenpunkt zu bündeln um auch dort starke Verwüstungen anzurichten. Die Galilei-Aufnahmen dieses Gebietes auf der jupiterabgewandten Seite Kallistos waren ernüchternd. Sie zeigen keine morphologischen Auffälligkeiten, die auf irgendwelche seismisch bedingte Geländeverwerfungen schließen lassen. Diese Beobachtung hat weitreichende Konsequenzen da sie impliziert, daß irgendwas die seismischen Wellen gedämpft haben muß. Die nahe liegendste Erklärung liegt in der Existenz eines flüssigen Ozeans unter der kalten Eiskruste Kallistos. Messungen des Magnetfeldes hatten bereits vorher darauf hingedeutet, daß auch dieser Mond einen Ozean besitzt. Das ist zwar noch kein endgültiger Beweis, aber die Indizien sprechen doch sehr dafür. Die Gezeitenkräfte, die von Jupiter ausgehend, auf Kallisto wirken, reichen jedoch nicht aus um die Energie zu liefern, die notwendig ist, einen solchen Ozean über Jahrmilliarden flüssig zu halten. Entweder war seine Umlaufbahn in der Vergangenheit exzentrischer, so daß die Gezeitenwechselwirkung die dafür notwendige Energie doch aufbringen konnte und er sich heute – nach Ausfall dieser Energiequelle – im Status des endgültigen Erstarrens befindet (eine Flüssigkeitsschicht kann sehr schnell seine Temperatur durch Konvektion verlieren wenn sie nicht kontinuierlich erwärmt wird und nicht nach außen – z.B. durch eine dicke Eisschicht – thermisch abgeschirmt ist). Eine andere und auch wahrscheinlichere Erklärung ist die, daß die Erwärmung von „unten“, aus dem Mondinneren her erfolgt, wo im gesteinsreicheren Kerngebiet radioaktive Elemente zerfallen und dabei Energie freisetzen. Besonders die bereits erwähnten Magnetometermessungen Galileos sind nach Meinung der Projektwissenschaftler in Bezug auf einen noch flüssigen Ozean sehr aussagekräftig. Die gemessenen

Fluktuationen im Magnetfeld der Umgebung Kallistos lassen sich danach am einfachsten erklären wenn man annimmt, daß sich unter der ca. 200 Kilometer dicken Eisschicht ein Elektrolyt in Form einer elektrisch leitenden Salzlösung befindet. Aber wie gesagt, gesichert ist das noch nicht. Genauso wenig wie die seitdem nicht abreißen wollenden Vermutungen und Mutmaßungen, daß es darin in irgendeiner Form Leben gibt...

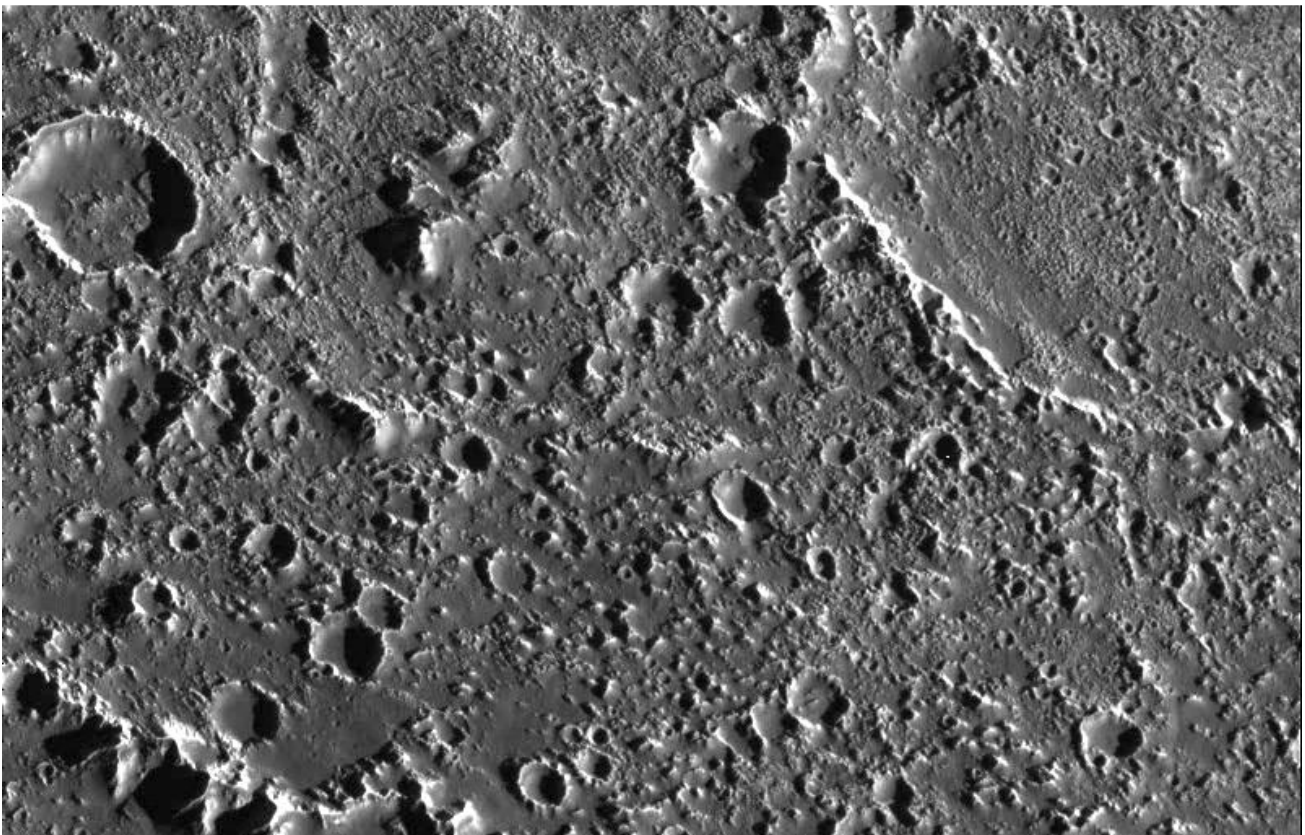
Für den Aufbau Kallistos ergibt sich damit folgendes Bild: Außen eine kompakte, ca. 200 km dicke Eiskruste. Darunter eine Wasserschicht von mehr als 10 km Mächtigkeit, die an ihrer Untergrenze wieder in ein Eis-Gesteinsgemisch übergeht wobei der Gesteinsanteil (in Form von Silikaten und Metallen) zum Zentrum hin zunimmt. Kallisto ist also im Gegensatz zu den anderen Galileischen Monden nicht oder nur sehr wenig ausdifferenziert.

Kallisto besitzt wie die anderen großen Monde des Jupitersystems eine sehr dünne Atmosphäre die nach Messungen der Galilei-Sonde jedoch überwiegend aus Kohlendioxid besteht.

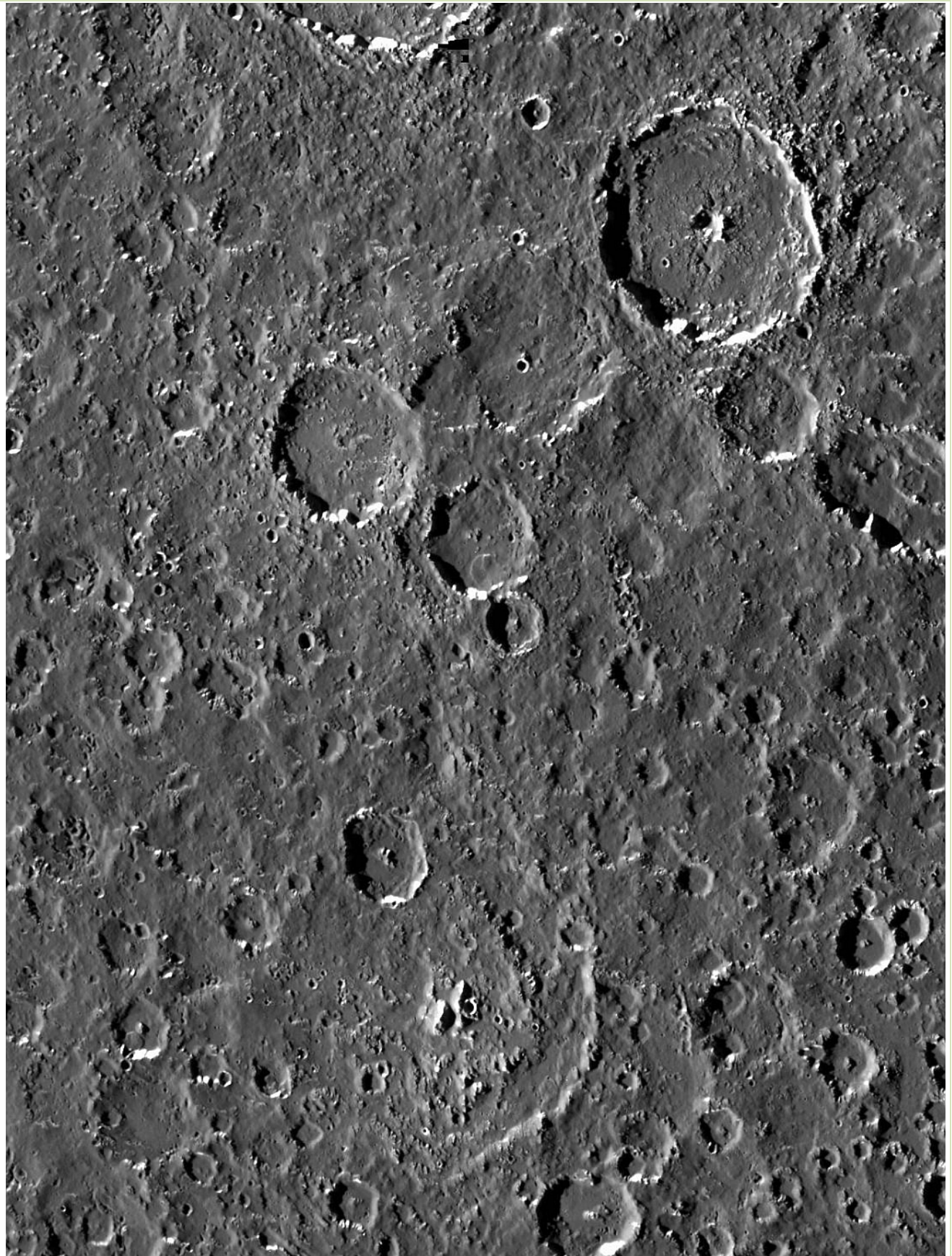
Nun noch etwas Mythologie. Kallisto war eine wunderhübsche Nymphe aus Arkadien und damit zwangsläufig für Zeus interessant, der sie – was wohl – verführte. Hera – seine Xanthippe - paßte das gar nicht und verwandelte sie im Akt blinder Eifersucht in eine Bärin. Als Kallistos Sohn, der große Jäger Arkas, der wiederum aus der genannten Liason hervorgegangen ist — sie unwissentlich erlegen wollte, versetzte Zeus Kallisto im letzten Moment an den Himmel, wo man sie noch heute als Sternbild „Große Bärin“ sehen kann. Als das Sternbild, das den Astronomen als „Ursa Major“ und den Sternfreunden als „Großer Wagen“ bekannt ist und das, wenn es tief am Nordhorizont steht, wie eine „Große Schöpfkelle“ aussieht ...

Daten

| BAHNPARAMETER | |
|--|---------|
| Mittlerer Bahnradius (km) | 1882700 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 16.689 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 8.2 |
| Bahnneigung (Grad) | 0.51 |
| Numerische Exzentrizität | 0.007 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 16.689 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{23} kg) | 1.076 |
| Mittlerer Radius (km) | 2410.3 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1830 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 1.32 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 2.4 |



Detailaufnahme der Oberfläche Kallistos



Die vielen Impaktkrater zeigen, daß die Oberfläche Kallistos sehr alt ist

Die regulären Saturnmonde

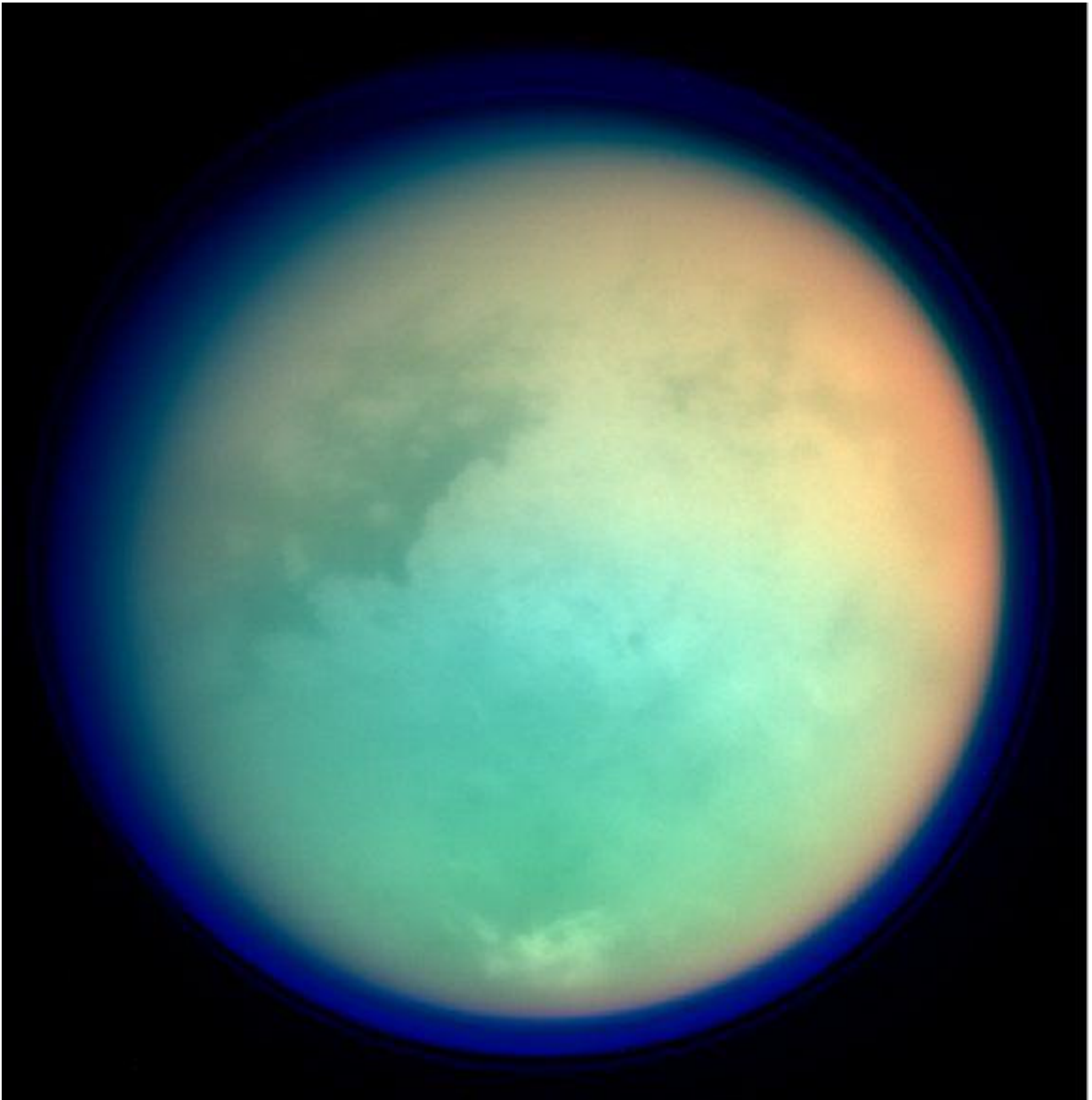
Monde, die ursprünglich mit hoher Wahrscheinlichkeit zusammen mit ihrem Mutterplaneten entstanden sind, werden gewöhnlich als reguläre Monde bezeichnet. Sie bewegen sich auf Bahnen geringer Exzentrizität, die meist nahezu in der Äquatorebene des Planeten verlaufen. Damit unterscheiden sie sich von den irregulären Satelliten, die oft bedeutend kleiner sind und deren meist stark elliptische Bahnen keine Konzentration zur Äquatorebene zeigen. Es handelt sich bei diesen Kleinsatelliten um eingefangene Planetoiden und Kometenkerne, welche die Außenbereiche der Riesenplaneten innerhalb ihrer weiträumigen Hill-Sphären bevölkern. Wenn sie im Laufe der Zeit (z.B. bei Kollisionen) zerbrechen, können sie dynamisch zusammenhängende Gruppen bilden.

In den folgenden Abschnitten sollen einige der größeren Saturnmonde, die alle zur Familie der regulären Monde gehören, etwas detaillierter vorgestellt werden. Sie gehören ausnahmslos zur Gruppe der Eismonde, da sie zu einem hohen Prozentsatz aus Wassereis bestehen. Man erkennt das leicht an ihren mittleren Dichten, die im Fall der regulären Saturnsatelliten im Bereich zwischen 960 kg/m^3 (Tethys) und 1880 kg/m^3 (Titan) liegen.

| Satellit | D [km] | ρ [kg/m^3] | a [km] | i [°] | e |
|-----------|--------|----------------------------|----------|-------|--------|
| Mimas | 397 | 1170 | 185800 | 1.53 | 0.0202 |
| Enceladus | 504 | 1610 | 238020 | 0.02 | 0.0045 |
| Tethys | 1060 | 1210 | 294660 | 1.09 | 0.0000 |
| Dione | 1118 | 1500 | 377420 | 0.02 | 0.0022 |
| Rhea | 1528 | 1240 | 527040 | 0.35 | 0.0010 |
| Titan | 5150 | 1880 | 1221850 | 0.33 | 0.0292 |
| Iapetus | 1536 | 1270 | 3561300 | 7.52 | 0.0283 |
| Hyperion | 290 | 570 | 1481009 | 0.43 | 0.1230 |
| Phoebe | 213 | 1630 | 12952000 | 175.3 | 0.163 |

Phoebe ist der einzige irreguläre Satellit, welcher von der Raumsonde Cassini bei seinem Einflug in das Saturnsystem genauer untersucht werden konnte.

Titan



„Titan“ ist ein begehrtes Metall aber auch (Plural) die Sammelbezeichnung der Söhne und Töchter der Urgötter Gaja und Uranus, welche als die zweite Generation der Götter des griechischen Pantheons gelten. Titan ist aber auch der schon in einem kleinen Fernrohr gut sichtbare Saturnmond, den CHRISTIAAN HUYGENS (1629-1695) im Jahre 1655 entdeckt hat. Er gehört mit zu den rätselhaftesten und deshalb besonders interessanten Objekten des Sonnensystems, da er eine dichte Atmosphäre besitzt, die einen direkten Blick auf seine Oberfläche weitgehend verwehrt. Seinen Namen erhielt er jedoch nicht von Huygens, sondern von JOHN HERSCHEL (1792-1871), der auch die sechs anderen damals schon bekannten Saturnmonde benannte.

Monde der Planeten des Sonnensystems

Titan bewegt sich in einer deutlich exzentrischen ($e=0.029$) und leicht zur Äquatorebene des Saturn geneigten ($i=0.33^\circ$) Bahn in 15 Tagen, 22 Stunden und 41 Minuten einmal um den Saturn, wobei er ähnlich wie der Erdmond eine gebundene Rotation ausführt. Die große Halbachse der Bahn beträgt 1221850 Kilometer, was zeigt, daß er sich weit außerhalb des Ringsystems aufhält. Titan kann als auffälliger Lichtpunkt (Helligkeit ca. 8.4 mag) selbst mit einem kleinen Amateurfernrohr sehr leicht beobachtet werden. Visuelle Beobachter des beginnenden 20. Jahrhunderts wollen ihn sogar als Scheibchen wahrgenommen haben und berichten über eine auffällige Randabdunklung (z.B. JOSE COMAS I SOLA' (1868-1937), 1908). Deshalb gab es bereits um 1908 unter den Astronomen die ersten Vermutungen darüber, daß Titan eine Gashülle besitzt, eine Vermutung, die 1944 GERARD P. KUIPER (1905-1973) spektroskopisch bestätigen konnte. Ihm gelang es im vom Titan reflektierten Sonnenlicht die Molekülbanden von Methan im roten Teil des Spektrums ($\lambda \sim 620$ und 730 nm) nachzuweisen. Weitere Untersuchungen zeigten, daß die Titan-Atmosphäre eine gewisse Ähnlichkeit zur Gashülle der Erde zeigt. Sie besteht überwiegend aus molekularem Stickstoff ($\sim 90\%$) und enthält darüber hinaus noch Methan ($< 10\%$), Kohlenmonoxid sowie weitere organische Verbindungen. Der Bodendruck erreicht etwa einen Wert von $1.44 \cdot 10^5$ Pa.

Das Titan eine Atmosphäre halten kann, liegt auch an seiner Größe (Durchmesser 5150 km, zweitgrößter Mond im Sonnensystem und damit größer als Merkur), an seiner Masse von $1.35 \cdot 10^{23}$ kg und an seiner geringen Temperatur. Messungen der Sonde Cassini bei ihrem ersten nahen Vorbeiflug, bei dem sie quasi die äußersten Atmosphärenschichten streifte, lassen vermuten, daß die Titanatmosphäre seit ihrer Entstehung bereits $\frac{3}{4}$ ihres ursprünglichen Gasgehalts verloren hat. Die Oberflächentemperatur beträgt nach den Ergebnissen des Huygens-Landers nur etwa 94 K, was die Messungen der Voyager-Sonden bestätigt. Bei dieser Temperatur sind viele Kohlenwasserstoffe, die auf der Erde als Gase vorkommen (z.B. Methan, Ethan, Azetylen, Ethylen und Propan), flüssig. Wie letzte Radar-Beobachtungen von Cassini zeigen (und über die auch noch ausführlich berichtet wird), bilden diese Flüssigkeiten (überwiegend Methan) auf der Oberfläche des Mondes lokal Pfützen, Tümpel und sogar Seen bis zur Größe des Kaspischen Meeres. Die Existenz der ursprünglich vermuteten „Ozeane“ ist jedoch mittlerweile sowohl nach neueren teleskopischen Beobachtungen als auch direkten Beobachtungen der Saturnsonde Cassini völlig ausgeschlossen. Die Landesonde Huygens konnte bei ihrem Landeanflug auch keine Anzeichen für offene Ansammlungen von flüssigen Kohlenwasserstoffen finden. Es kann aber sein, daß die dunklen ebenen Flächen, die auf den Fotos zu sehen sind, mit so etwas wie mit Methan-Morast bedeckt sind.

Die Methanansammlungen, wie sie die Radarbilder Cassinis zeigen, deuten jedoch darauf hin, daß es auf Titan so etwas wie einen Niederschlagszyklus gibt, der ähnlich dem irdischen Wasserkreislauf funktioniert. Danach kondensiert Methan während des Winters, regnet schließlich ab und sammelt sich dabei in Senken an, wo es bei Erwärmung wieder verdunstet um erneut als Niederschlag auf die Oberfläche zu fallen. Im Titansommer verstärkt sich bei ansteigenden Temperaturen dieser Effekt, so daß die Methantümpel und Methanseen zu schrumpfen beginnen und dabei sogar bis auf einen schlammigen Bodenbelag austrocknen können.

Die Erforschung Titans war und ist ein besonders wichtiges Missionsziel der Europäisch-amerikanischen Raumsonde Cassini, die bis Mitte 2008 45 Vorbeiflüge an Titan absolviert haben wird. Bereits die Ergebnisse der ersten Vorbeiflüge haben unser Bild von diesem Saturnmond stark erweitert.

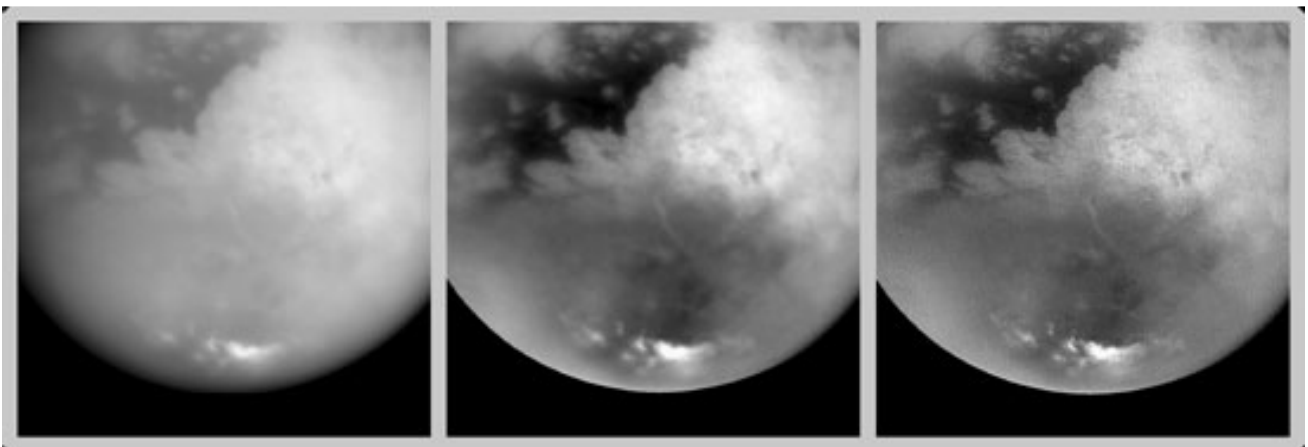
Einige Vorhersagen, die im Vorfeld der Cassini-Huygens-Mission publiziert wurden, konnten bestätigt, aber noch viel mehr Neues entdeckt werden. Besonders frappierend sind die landschaftlichen Ähnlichkeiten mit der Erde, welche die Anflug-Bildsequenzen der Landesonde Huygens offenbart und diesen Mond - wenn auch nur kurzzeitig - in das Blickfeld der Öffentlichkeit gerückt haben.

Oberfläche

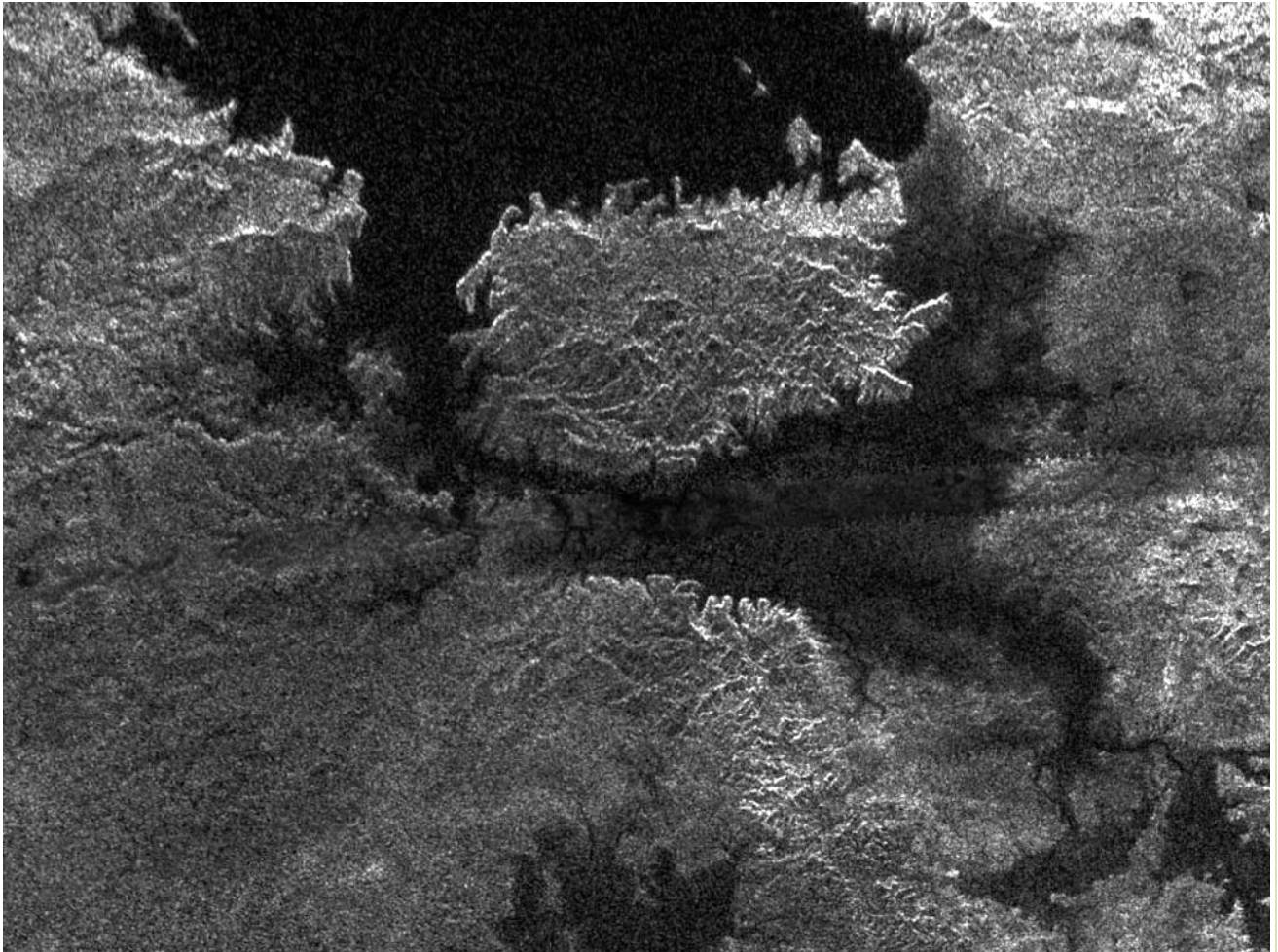
Eine Vielzahl von Informationen über die Oberfläche dieses eisigen Himmelskörpers verdanken wir den Radaraufnahmen der Cassini-Sonde während ihrer zahlreichen Vorbeiflüge. Das Cassini-Radar funktioniert dabei ähnlich wie ein Radar auf der Erde: Die Hauptantenne schickt ein Signal mit einer Frequenz von 13.8 GHz in Richtung Titanoberfläche und registriert anschließend die zurückgeworfene Strahlung. Daraus läßt sich auf der Erde ein Radarbild der von der Sonde überflogenen Gebiete herleiten. Außerdem kann man aus Radarmessungen auch Höhenprofile erstellen (Altimetrie).

Natürlich wurde nicht nur das Radar zur Oberflächenerkundung eingesetzt. Das ISS (Imaging Sub-System) -Instrument, welches aus zwei Kameras unterschiedlicher Brennweite besteht, erlaubte Aufnahmen im Spektralbereich zwischen 0.2 und 1.1 μm Wellenlänge. Es wird oft in Kombination mit dem „Visual and Infrared Mapping Spectrometer“ (VIMS) Cassinis verwendet, da Letzteres Instrument in der Lage ist, auch Bilder - und zwar in 320 Spektralbereichen vom Visuellen bis zum nahen Infrarot - aufzunehmen. Durch diese Kombination gelingt es zumindest teilweise, die ansonsten undurchdringliche Dunstschicht in der oberen Titanatmosphäre zu durchstoßen und Oberflächentopographien sichtbar zu machen.

Albedostrukturen waren bereits auf IR-Aufnahmen, die mit dem Hubble-Teleskop oder mit größeren Infrarot-Teleskopen auf der Erde (z.B. Keck-Teleskop) aufgenommen wurden, sichtbar. Später, als die ersten Titanaufnahmen der Saturnsonde Cassini vorlagen, taufte man eine besonders helle, kontinentähnliche Region auf den Namen Xanadu (nach der legendären Residenz des Mongolenführers Kublai Khan).



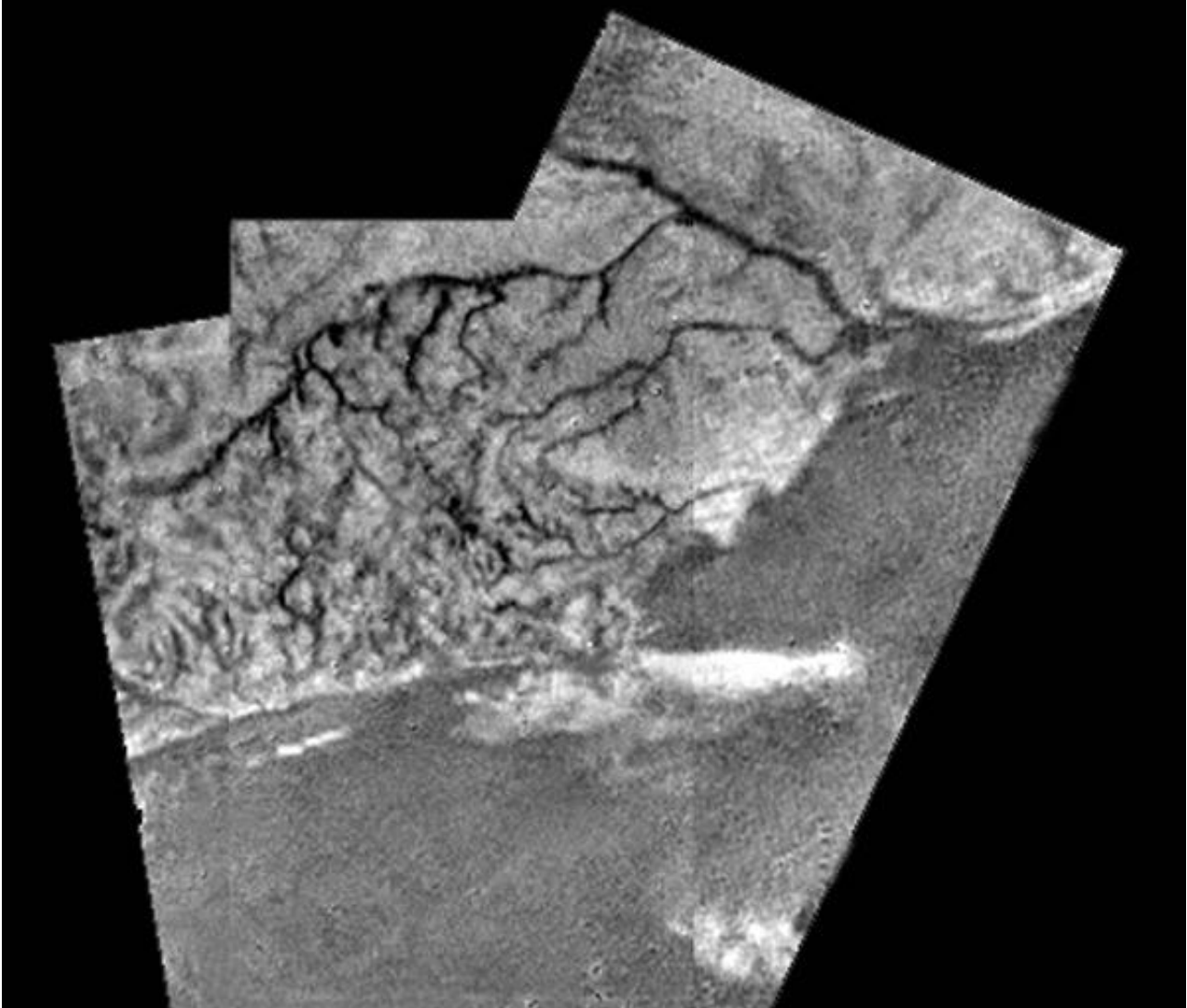
Xanadu-Region auf Titan, aufgenommen von Cassini.



Dieses radarbild zeigt eine 90x150 km große Insel am Rande eines Methansees in der Polarregion Titans. Es entstand am 22. 2. 2007, als Cassini nahezu über den Nordpol Titans hinweg geflogen ist.

Xanadu hat in etwa die Größe Australiens und liegt auf der Seite des Titans, welches (aufgrund der gebundenen Rotation) immer in Richtung Saturn zeigt. Es handelt sich dabei um ein plateauartiges Gebiet, dessen Untergrund aus Wassereis besteht. Xanadu scheint auch höher als die umgebenden dunkleren Regionen zu liegen. Radaraufnahmen zeigen, daß dieser „Kontinentalblock“ mit Bergen, länglichen Gebirgsketten und so etwas wie Flußläufen, ja ganzen Flußsystemen durchzogen ist, was ein erstaunlich erdähnliches Bild der Topographie vermittelt. Im Westteil konnten große Dünenfelder entdeckt werden, die den Dünen der Namib-Wüste auf der Erde frappierend ähneln. Im Ostteil dagegen scheint es keine Dünen zu geben. Hier schlängelt sich eine große Zahl von Rinnen in Richtung der dunkleren Gebiete. Auffällig ist, daß nur relativ wenige Einschlagkrater auf der Titanoberfläche vorhanden sind. Das deutet darauf hin, daß die Oberfläche dieses Mondes geologisch jung ist und ständig durch Erosionsprozesse verändert wird. Auf jeden Fall müssen jedoch Flüssigkeiten bei der Oberflächengestaltung mitgewirkt haben oder mitwirken. Bei den tiefen Temperaturen, die auf diesem Mond herrschen (ca. 90 K), kommen dafür nur flüssige Kohlenwasserstoffe - insbesondere Methan - in Frage. So war es dann eigentlich auch keine wirkliche Überraschung mehr, als 2005 in der Südpolarregion des Titans der erste ausgedehnte Methansee auf den Radaraufnahmen Cassinis entdeckt wurde. Während diese Entdeckung anfänglich noch etwas kontrovers diskutiert wurde (handelt es sich um „gefüllte“ oder bereits „ausgetrocknete“ Seen?), brachte das Folgejahr schließlich

Gewißheit: Im Bereich des Nordpols gibt es auf Titan ganze Seenplatten bis hin zu kleinen Binnenmeeren aus flüssigen Methan. Ein Teil davon scheint ausgetrocknet, ein anderer dagegen halbgefüllt oder ganz gefüllt zu sein. Es gibt Ab- und Zuläufe und manche Seen haben flache Ufer und andere wiederum steile Ränder. Dabei ist die Ähnlichkeit mit irdischen Seen mehr als frappierend.



Mosaikbild der Titanoberfläche mit dunklen Strukturen, die als Flußsysteme interpretiert werden. Es wurde aus Aufnahmen der Landesonde Huygens zusammengestellt, die während des Landeanflugs (Höhe ca. 16 km) aufgenommen wurden. Eine genaue Analyse der Bilder ergab, daß sowohl die dunklere und ziemlich strukturlose Ebene als auch die Flußtäler ausgetrocknet sind. Wahrscheinlich führen die Titan-Flüsse nur sporadisch Flüssigkeit, welches schnell wieder verdunstet oder im Untergrundeis versickert.

In das Bild paßt auch die (noch nicht völlig verifizierte) Entdeckung von aktiven Kryovulkanismus auf Titan. Auf Aufnahmen mit dem VIMS-Instrument, die bereits während des ersten nahen Vorbeiflugs von Cassini an Titan im Jahre 2004 angefertigt wurden, konnte nachträglich eine ca. 30 Kilometer große kreisförmige Struktur entdeckt werden, die sich am besten als eine vulkanische Caldera interpretieren läßt, aus der in der Vergangenheit große Mengen von Methan freigesetzt wurde. Als

Energiequelle solcher Ausbrüche kommen die Gezeitenkräfte zwischen Titan und Saturn in Frage, die im Inneren des Mondes periodisch zu tektonischen Verschiebungen führen. Diese Kräfte variieren auf Titan stark aufgrund des elliptischen Orbits des Mondes um Saturn.

Methanseen, Kryovulkanismus, Flußläufe und Methanwolken in der Atmosphäre implizieren das Vorhandensein eines geschlossenen Methanzklus auf Titan in ähnlicher Weise, wie es auf der Erde einen Wasserkreislauf gibt. Dazu kommt, daß der Tripelpunkt im Phasendiagramm des Methans nahe bei der Temperatur und nahe bei dem Druck liegt, der auf der Titanoberfläche herrscht ($T \sim 90 \text{ K}$, $P \sim 160 \text{ kPa}$). Deshalb kann hier Methan in allen drei Aggregatzuständen auftreten und damit eine ähnliche erosive Kraft entfalten, wie das Wasser auf der Erde.

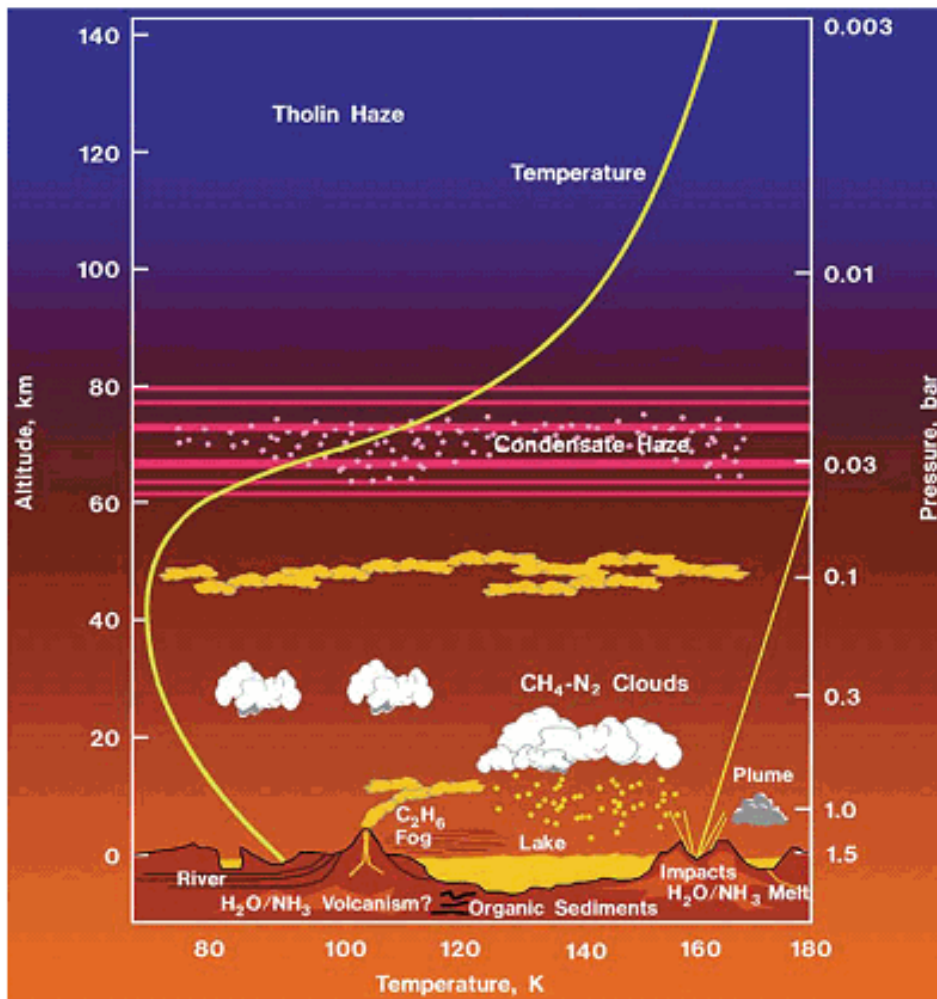
Atmosphäre

Die außergewöhnlich dichte Gashülle Titans besteht fast ausschließlich aus molekularem Stickstoff ($\sim 95\%$), in dem als nächst häufigste Stoffe Methan (4-8% an der Oberfläche, 0.5 bis 3.5% in der oberen Atmosphäre) und Argon beigemischt sind. Aufgrund der komplexen Chemie des Methans (CH_4) bilden sich in der Atmosphäre noch weitere Spurengase in Form von diversen Kohlenwasserstoffverbindungen höheren Molekulargewichts (z.B. Nitrile, Kohlenstoff-Stickstoff-Verbindungen) sowie weitere organische Verbindungen. Zu nennen sind hier in erster Linie Ethan (C_2H_6), Propan (C_3H_8) und Acetylen (C_2H_2), die allesamt auch flüssig in dem Methan der Methanseen der Oberfläche vorhanden sind. Die meisten höhermolekularen Kohlenwasserstoffe sind dabei mit hoher Wahrscheinlichkeit das Resultat von photochemischen Prozessen in der Hochatmosphäre, deren Ausgangsmaterial die dort vorhandenen Methanmoleküle liefern. Diese einzigartige Chemie, die unter Einwirkung der solaren UV-Strahlung in einer ziemlich kalten Umgebung stattfindet, führt zur Bildung von globalen Dunstschichten, die besonders im Höhenbereich zwischen 100 und 200 km in der unteren Stratosphäre konzentriert sind. Obwohl die Oberfläche von Titan überwiegend aus Wassereis besteht, findet man nur sehr wenige Wassermoleküle in seiner Atmosphäre. Die Ursache dafür ist in der sehr geringen Oberflächentemperatur zu suchen, die eine Sublimation des Eises weitgehend verhindert.

| Stoff | | Anteil |
|-------------------|------------------------|---------------|
| Stickstoff | N_2 | 90-97% |
| Argon | Ar | 0-6% |
| Methan | CH_4 | 2-5% |
| Wasserstoff | H_2 | 0.2% |
| Ethan | C_2H_6 | 10 ppm |
| Kohlenmonoxid | CO | ~ 10 ppm |
| Ethin | C_2H_2 | 2 ppm |
| Propan | C_3H_8 | 500 ppb |
| Wasserstoffcyanid | HCN | 170 ppb |
| Ethen | C_2H_4 | 100 ppb |

Wichtige Bestandteile der Titan-Atmosphäre

Die Atmosphäre Titans zeigt einen ähnlichen Schichtenaufbau wie die Erdatmosphäre. Man kann – von unten nach oben – Troposphäre, Stratosphäre, Mesosphäre und Thermosphäre unterscheiden. Ein geringfügiger, hauptsächlich durch Methan verursachter Treibhauseffekt liefert einen zusätzlichen Beitrag zur Erwärmung der oberflächennahen Schichten auf ca. 93 K (in der Tropopause in 42- 45 km Höhe liegt die Temperatur bei etwa 71 K was ungefähr der Temperatur ohne Treibhauseffekt entspricht). In der Stratosphäre nimmt die Temperatur wieder kontinuierlich zu (bis ca. 180 K), da sie durch das in der Aerosolschicht absorbierte Sonnenlicht geheizt wird. Ab einer Höhe von ca. 400 km erfolgt schließlich der Energieeintrag nur noch durch die Absorption solarer UV-Strahlung durch Stickstoffmoleküle sowie durch Teilchen aus der Saturnmagnetosphäre.



Modell des Aufbaus der Atmosphäre von Titan

Die vertikale Temperatur- und Druckverteilung - zwei wichtige Kenngrößen jeder Gashölle - konnten durch die Messungen der Eintauchsonde Huygens präzisiert werden. Die Messungen erfolgten mit dem „Huygens Atmospheric Structure Instrument“ (HASI) während des ca. 2 ½ stündigen Abstiegs am 14. Januar 2005. Das Sensorpaket bestand aus 4 verschiedenen Geräten: Der ACC-Sensor („Accelerometer“) diente der Messung der Abbremsung der Sonde in der Titanatmosphäre. Aus seinen Ergebnissen konnten Informationen über die Höhenabhängigkeit der Gasdichte abgeleitet werden. Weitere Sensoren maßen während des Landeanflugs die Temperatur (TEM) und den Gasdruck (PPI) und ein weiteres Instrument diente der Messung der elektrischen Eigenschaften der umgebenden

Monde der Planeten des Sonnensystems

Atmosphärenschichten sowie dem Nachweis von Schallwellen, die z.B. von turbulenten Strömungen oder Winden herrühren. Windgeschwindigkeiten in den unteren und damit dichteren Schichten konnten außerdem mit Hilfe des Doppler-Wind-Experiments bestimmt werden. Ab einer Höhe von 60 km über dem Untergrund erfolgte die Höhenbestimmung mit Hilfe von zwei Radar-Höhenmessern.

Aus der Flut der Meßergebnisse dieser und anderer Instrumente ließ sich so ein durchaus detailliertes Bild der vertikalen Struktur der Titanatmosphäre gewinnen, was z.B. interessante Vergleiche mit der Erd- oder Marsatmosphäre zuläßt.

Aufgrund der unterschiedlichen Massen von Erde und Titan unterscheiden sich zwar die Skalenhöhen beider Atmosphären beträchtlich, aber bei beiden ist thermisch ungefähr der gleiche Schichtenaufbau zu beobachten. In der oberen Atmosphäre von Titan (d.h. zwischen 500 und 1400 km Höhe) beobachtet man mehrere unterschiedlich stark ausgeprägte Temperaturinversionen um einen mittleren Wert von ca. 170 K mit einem absoluten Maximalwert von 186 ± 20 K in 1265 km Höhe. Der Übergang von der Thermosphäre zur Mesosphäre macht sich durch ein lokales Temperaturminimum von ca. 150 K in einer Höhe von rund 500 Kilometern bemerkbar (Mesopause). Danach steigt die Temperatur bis zur Stratopause auf ca. 185 K an (Höhe ca. 250 km) um anschließend innerhalb der Stratosphäre kontinuierlich über eine Schichtdicke von ca. 205 km auf ~ 70 K zu fallen. Darunter erstreckt sich bis zum Boden die Troposphäre, die sich aufgrund der Wirkung des Treibhauseffekts wieder bis auf 93 K (Huygens-Landeplatz) erwärmt.

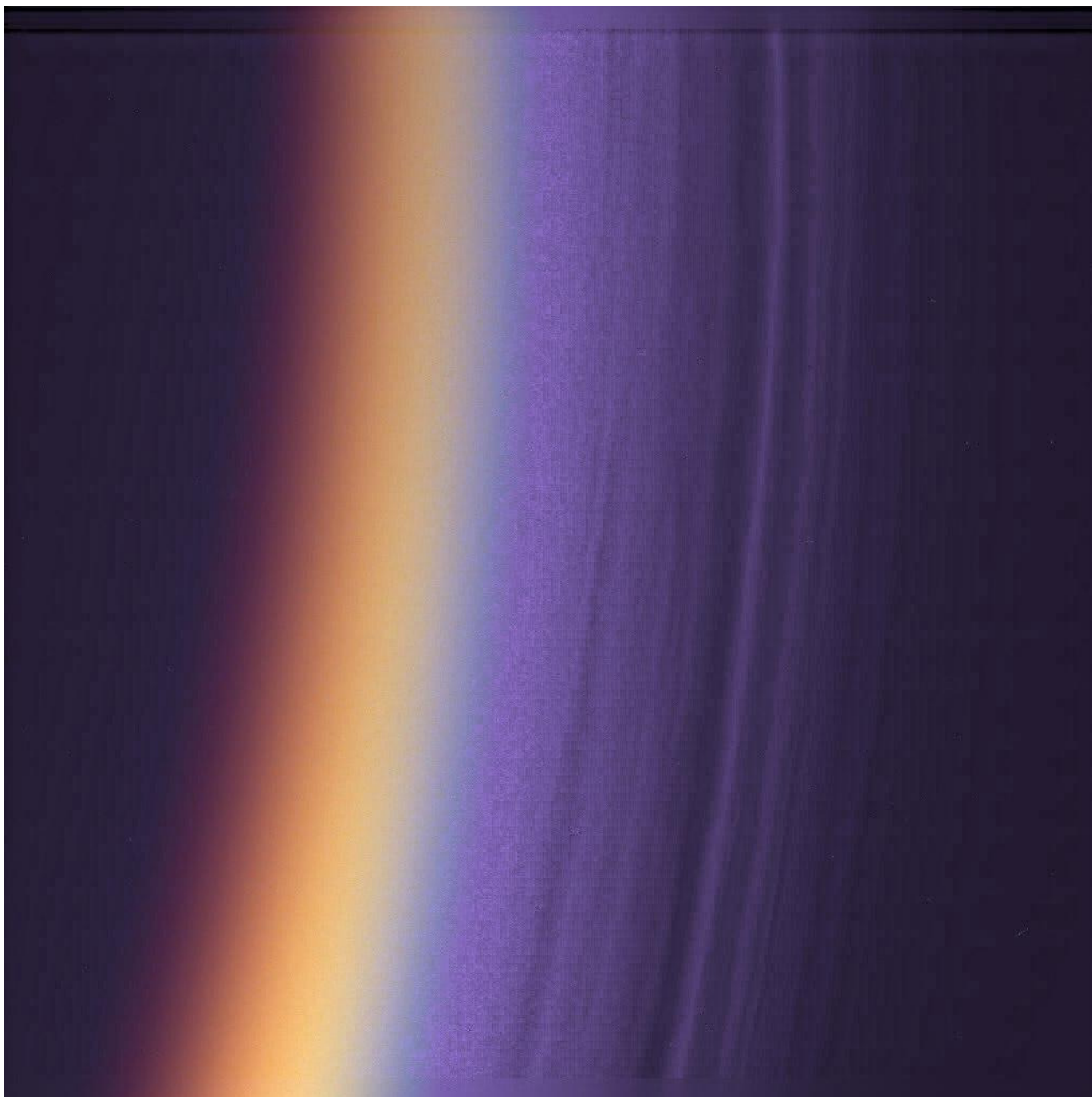
Große Teile der Atmosphäre Titans sind von unterschiedlich dichten Dunstschichten erfüllt, deren genaue chemische Beschaffenheit im Einzelnen noch nicht abschließend geklärt werden konnte. Sie sind hauptsächlich daran schuld, daß man im sichtbaren Licht nur eine detailarme orangefarbene Hülle um den Mond erkennen kann. Erst auf Aufnahmen im IR-Bereich beginnen verschwommen Konturen der Titanoberfläche durch den Dunst hindurch zu schimmern.

Die Saturnsonde Cassini hat sehr detaillierte Fotos besonders der oberen Dunstschichten aufgenommen. Danach bestehen sie aus Teilchen bzw. Tröpfchen in Mikrometergröße, die wahrscheinlich Ethan oder auch andere Kohlenwasserstoffverbindungen enthalten und das Ergebnis der Wechselwirkung zwischen der solaren UV-Strahlung und dem in der Hochatmosphäre enthaltenen Methan sind. Neuere Beobachtungen zeigen, daß die Dunstschicht räumliche und jahreszeitliche Variationen in der Größenverteilung, Anzahldichte und Zusammensetzung der Aerosoltröpfchen aufweist.

Die darunter liegenden Wolken sind weniger mächtig als man ursprünglich aus den Voyager-Aufnahmen abgeleitet hatte. Insbesondere konnte man explizit kein auskondensiertes Methan in ihnen nachweisen - auch am Südpol nicht, wo sich während der Mission ein ca. 1000 km großes stark bewölktetes Gebiet erstreckte. Auch hier gibt es weiterhin über die genaue chemische Zusammensetzung nur Vermutungen was aber nicht bedeutet, daß es sich bei den beobachteten Wolken nicht doch überwiegend um Methanwolken handelt. Es scheint jedoch so, als ob die mittlere Troposphäre von Titan mit Methan übersättigt ist und es aufgrund des Fehlens geeigneter Kondensationskeime deshalb nur gelegentlich (oder unter bestimmten, noch unbekanntem Bedingungen) zu größeren Wolkenbildungen kommt.

Daß es auf dem Titan Wolken gibt, zeigen neben den ersten Cassini-Fotos auch Fotos mit irdischen Riesenteleskopen. Beobachtungen mit adaptiver Optik im Infrarotbereich lassen z.B. auf Titan Wolkenstrukturen erkennen, die ihre Form und Position ändern.

Einige Wissenschaftler vermuten, daß die Wolkenbildung auf Titan ein periodisches Phänomen ist und an die Umlaufzeit des Saturn um die Sonne gekoppelt ist. Danach folgen lange Zeiten mit Wolkenbildung kurze Zeiten (ca. 5 Jahre), wo in der Titanatmosphäre fast keine Wolken zu beobachten sind.



Verschiedene Dunstschleier über der Aerosolschicht Titans im ultravioletten Licht (Falschfarbendarstellung)

Wenn der Temperaturunterschied zwischen Erde und Titan auch riesig ist, zeigen doch beide Wettersysteme gewisse Analogien. Nur die Zirkulationssysteme dürften auf Titan wegen seiner geringen Größe und seiner langsamen Eigenrotation (gebundene Rotation, 15.9 d) im Vergleich zur Erde weniger komplex sein was nicht bedeutet, daß es auf Titan keine stärkeren Windströmungen gibt. In den oberen Atmosphärenschichten überwiegen zonale Winde, die in Rotationsrichtung (d.h. prograd) wehen. Mit Hilfe des Doppler Wind Experiments der Huygens-Sonde konnten während des Landeanflugs vertikale Geschwindigkeitsprofile erstellt werden, die für einige Überraschungen sorgten. In der Stratosphäre lagen (wie man bereits aus spektroskopischen Beobachtungen von der Erde aus wußte) die Windgeschwindigkeiten bei ca. 210 m/s, was eine Superrotation impliziert: Die Luftmassen umkreisen Titan innerhalb von nur einem Tag und damit 16x schneller, als Titan rotiert. Eine derartige Superrotation ist bisher nur von der Venus bekannt. Unterhalb der Stratosphäre nehmen dagegen die Windgeschwindigkeiten kontinuierlich ab. In 60 km Höhe beträgt sie nur noch etwa 40 m/s und auf der Oberfläche ist es fast windstill. Einige Meßwerte der Huygens-Sonde deuten auch darauf hin, daß es in der Troposphäre elektrische Entladungen („Blitze“) gibt. Bei der raschen Bildung ausgedehnter Methanwolken entstehen nach Berechnungen einer Forschergruppe der Universität Graz in großer Zahl freie Elektronen, die sich aufgrund des Fehlens elektrophiler Stoffe in den Wolken ansammeln können. Erreicht ihre Dichte eine Größe, wo der Potentialunterschied zwischen Wolke und Titanoberfläche die Durchschlagsspannung übersteigt, dann kann es analog zu irdischen Blitzen zu bis zu 20 km langen Entladungen in der Titanatmosphäre kommen. Man kann also geneigt sein, die Titanatmosphäre als riesiges Analogon des Miller-Urey-Experiments anzusehen. Genauso wie in diesem Experiment sollten deshalb in der Titanatmosphäre organische Moleküle entstehen, aus denen sich auf der klimatisch geeigneteren Erde schließlich vor mehr als 3.5 Milliarden Jahren die ersten Lebewesen gebildet haben. Deshalb ist dieser Mond auch ein äußerst interessantes Objekt für die Astrobiologie.

Innerer Aufbau

Der innere Aufbau von Titan sollte weitgehend Ganymed ähneln, da die mittlere Dichte von Titan mit 1880 kg/m^3 nur geringfügig geringer ist als die des etwas größeren Jupitermondes (1940 kg/m^3). Neben einem silikatischen (chondrischen) Kern und Mantel erwartet man unter einer dicken Eisschicht einen mächtigen, salzreichen Ozean aus einem Ammoniak-Wasser-Gemisch (5% bis 10% NH_3) von einigen 100 km Tiefe. Seine genaue Tiefe hängt davon ab, wie viel Raum der Gesteinskern (man vermutet 80% des Monddurchmessers) einnimmt und wie stark der durch radioaktiven Zerfall erzeugte Wärmefluß aus seinem Inneren ist. Das im Wasser gelöste Ammoniak würde den Gefrierpunkt soweit herabsetzen (auf ca. -20°C), daß zumindest der obere Teil dieses Ozeans aufgrund der radioaktiven Heizung von Innen und aufgrund des Energieeintrags durch die Gezeitenkräfte von Außen flüssig bleibt.

In dem Eis der oberen Kruste sind wahrscheinlich in größeren Mengen Methan- und Ammoniakclathrate eingelagert. Sie scheinen durch kryovulkanische Vorgänge immer wieder neu Methan an die Titanatmosphäre abzugeben, welches durch photochemische Vorgänge in der Hochatmosphäre genauso kontinuierlich wieder abgebaut wird.

Abschließend muß jedoch gesagt werden, daß alle Modelle des Inneren von Titan sehr spekulativ sind. Leider reichen die Informationen, die sich durch Fernerkundung gewinnen lassen nicht aus, um in

dieser Beziehung verlässliche Daten zu erhalten. Andererseits implizieren die mittlere Dichte und Analogien zu den anderen Großmonden des Sonnensystems, die überwiegend aus Wassereis bestehen, daß man mit dem in diesem Abschnitt vorgestellten Anschauungen nicht ganz falsch liegen kann.

Huygens“ auf dem Titan

Am 14. Januar 2005 trat die europäische Raumsonde „Huygens“ in die dichteren Schichten der Titanatmosphäre ein und sendete während ihres mehr als 2-stündigen Abstiegs Meßwerte und Bilder zur Erde. Trotzdem nicht alles so reibungslos verlief wie man erwartet hatte, war die Landung für die am Projekt beteiligten Wissenschaftler und Ingenieure ein voller Erfolg. Besonders einige der 350 Luftbildaufnahmen, welche Stunden später die Erde erreichten, erregten weltweit Aufmerksamkeit. Die Welt, die sie zeigten, hatte etwas verblüffend Erdähnliches an sich. Man sah etwas, daß wie eine Küstenlinie aussah und dahinter flache, von dunklen Flußlinien durchzogene Hügelketten. Dazu im Vordergrund weiße Dunstwolken, die flach über der Oberfläche schwebten. Der Eindruck, der einen beim Anschauen dieser ersten Bilder beschlich, war der, daß man solch ein Foto auch mit einer billigen Kamera beim Anflug an irgendeine irdische Küste hätte schießen können ...

Nun, an der Oberfläche haben die Instrumente des „*Surface Science Package*“ SSP einen Gasdruck von ca. 1500 mBar und eine Temperatur von -180° C gemessen, was die „Erdähnlichkeit“ der Bedingungen auf dem Titan wieder etwas relativiert. Und die „Steine“ auf der Oberfläche bestehen aus hartem, gefrorenen Wassereis.

Erste Ergebnisse

Die Zusammensetzung der Titanatmosphäre hat offensichtlich zu keiner Zeit irgendeine Ähnlichkeit mit der Uratmosphäre der Erde gehabt.

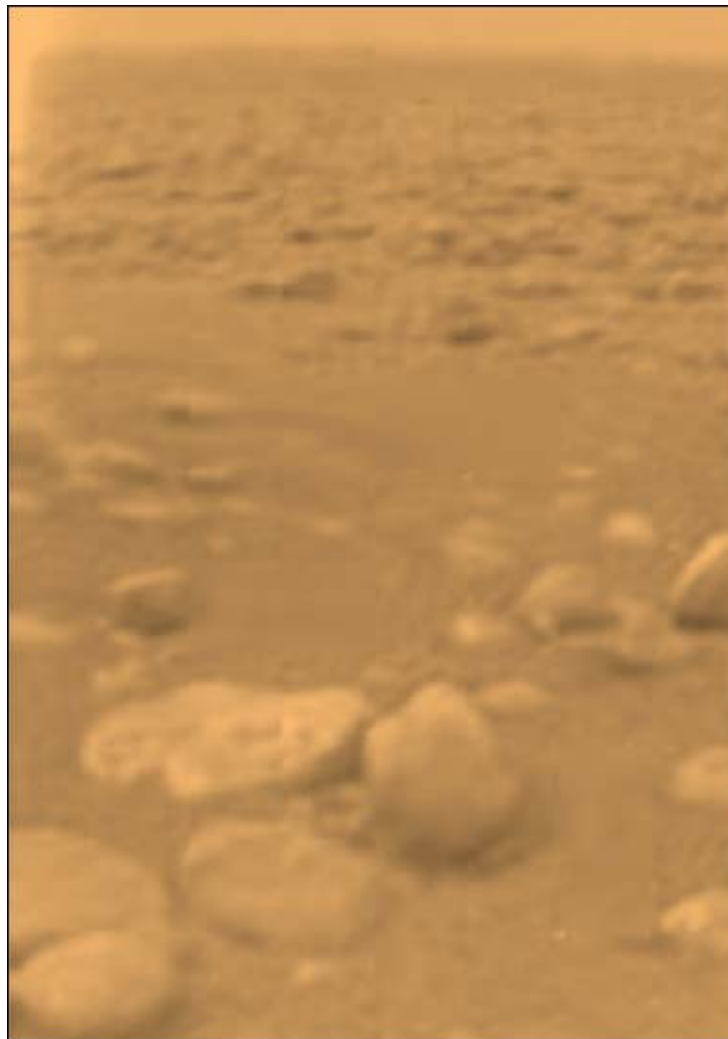
Nach dem Aufsetzen der Sonde auf die Titanoberfläche wurde ein verstärktes Abdampfen von Methan aus dem Untergrund beobachtet. Die Oberfläche selbst bestand am Landepunkt aus einer festen, aber dünnen Kruste, unter der sich eine ca. 15 Zentimeter starke Schicht aus weniger festem Material befand. In der Umgebung, die in oranges Licht getaucht war, sieht man viele rundliche Brocken aus Wassereis. Dazwischen befindet sich Material mit sandähnlicher Konsistenz.

Auf den Luftbildaufnahmen sind deutlich dunkle Kanäle zu erkennen, die nur durch flüssige Kohlenwasserstoffe ausgewaschen sein können. Anscheinend wird die Oberfläche, die überwiegend aus Wassereis besteht, durch vielfältige erosive Vorgänge geformt. Dabei scheint flüssiges Methan eine ausschlaggebende Rolle zu spielen. Anzeichen für ausgetrocknete Methanseen und Moraste sind auf den Aufnahmen deutlich zu erkennen. Anzeichen für Gebiete mit stehender Flüssigkeit sind jedoch nicht nachweisbar. Mit hoher Wahrscheinlichkeit gibt es im Äquatorbereich und den mittleren Breiten Titans nur sporadisch auf der Oberfläche anstehende „Methanseen“ (Radaraufnahmen konnten dagegen in polnahen Gebieten ganze „Seenplatten“ aus Methanseen nachweisen). Wahrscheinlich ist auch, daß auf Titan ein Wechsel von "Regen"- und "Trocken"-zeiten stattfindet und zwar in Koinzidenz mit den Jahreszeiten, die ja auf Titan jeweils 7 Jahre dauern. Was als dunkler „Ozean“ auf den Aufnahmen erscheint, wird von manchen Wissenschaftlern als mächtiges Beckensediment gedeutet, das sich bei einer Vielzahl von „Überschwemmungen“ im Laufe der Geschichte Titans ausgebildet hat. Die dunkle Färbung sowohl in den Abflußrinnen als auch in den flachen, der „Küste“

Monde der Planeten des Sonnensystems

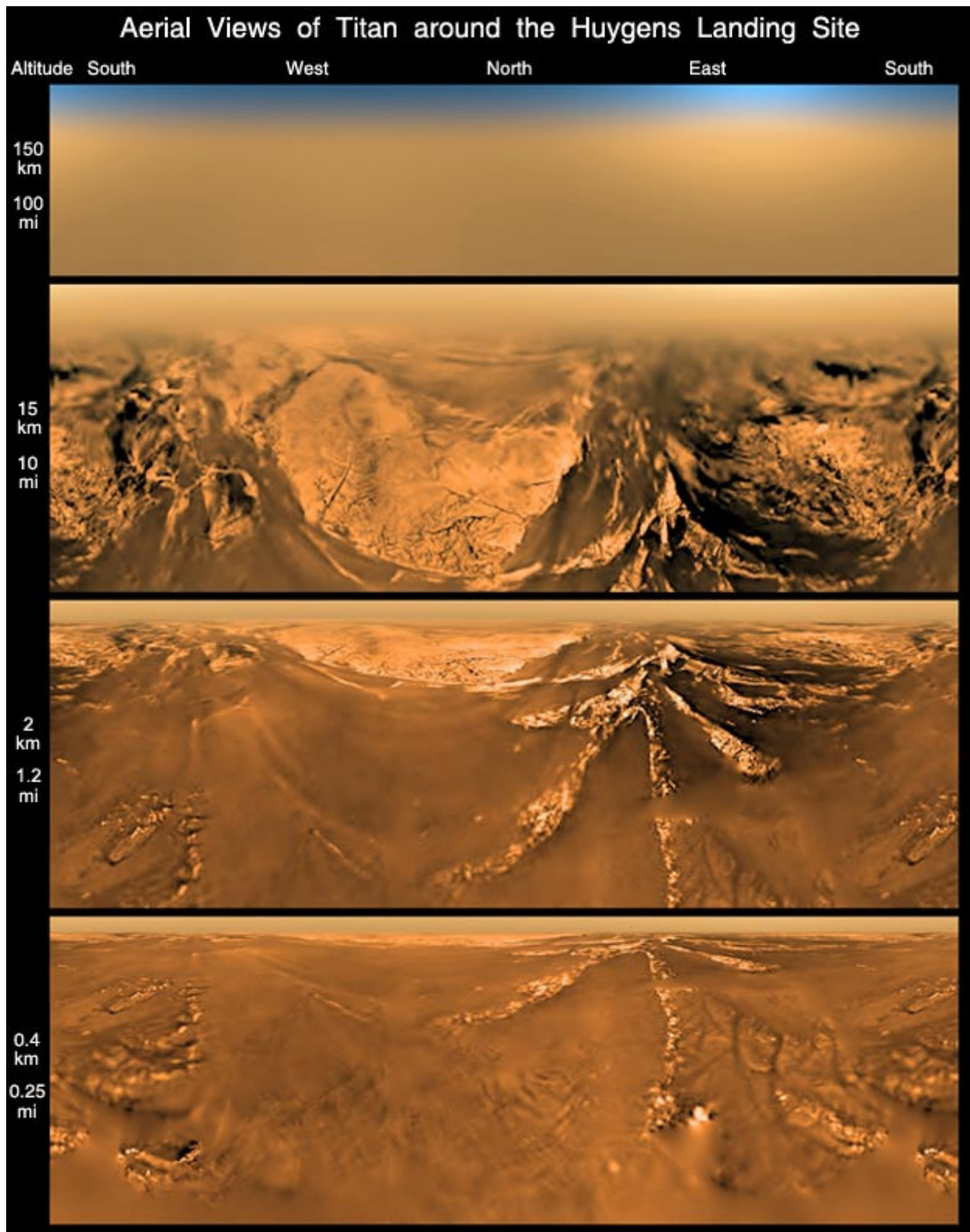
vorgelagerten Bereichen, deutet auf die kontinuierliche Ablagerung organischer Moleküle hin, die durch noch nicht verstandene Prozesse in der Titanatmosphäre entstehen.

Auch kryovulkanische Vorgänge spielen auf dem Titan offensichtlich eine wichtige Rolle bei der Entstehung spezifischer Oberflächenstrukturen. Insbesondere scheint an Spalten austretendes Wassereis (ähnlich wie auch bei anderen Eismonden) einige linienartige Strukturen („kryovulkanische Dikes“) gebildet zu haben, die sich auf den übertragenen Bildern ausmachen lassen. Außerdem konnten auch Methanquellen identifiziert werden. Die Oberfläche selbst ist über weite Flächen überraschenderweise sehr eben, d.h. es gibt so gut wie keine extremen Höhenunterschiede, wie die Radardaten der Cassini-Sonde zeigen.



Aufnahme der unmittelbaren Landestelle von Huygens auf der Oberfläche von Titan. Die geröllartigen „Steine“ im Vordergrund haben einen Durchmesser von ungefähr 15 Zentimeter und bestehen aus Wassereis. Sie liegen auf einer weitgehend ebenen Fläche aus Wassereis und Hydrocarboniden. Ihre Struktur und Details im Bereich ihrer Ränder weisen auf die Einwirkung von fließenden, d.h. flüssigen Stoffen hin, was unter den Bedingungen des Titans nur Kohlenwasserstoffe (insbesondere Methan) sein können.

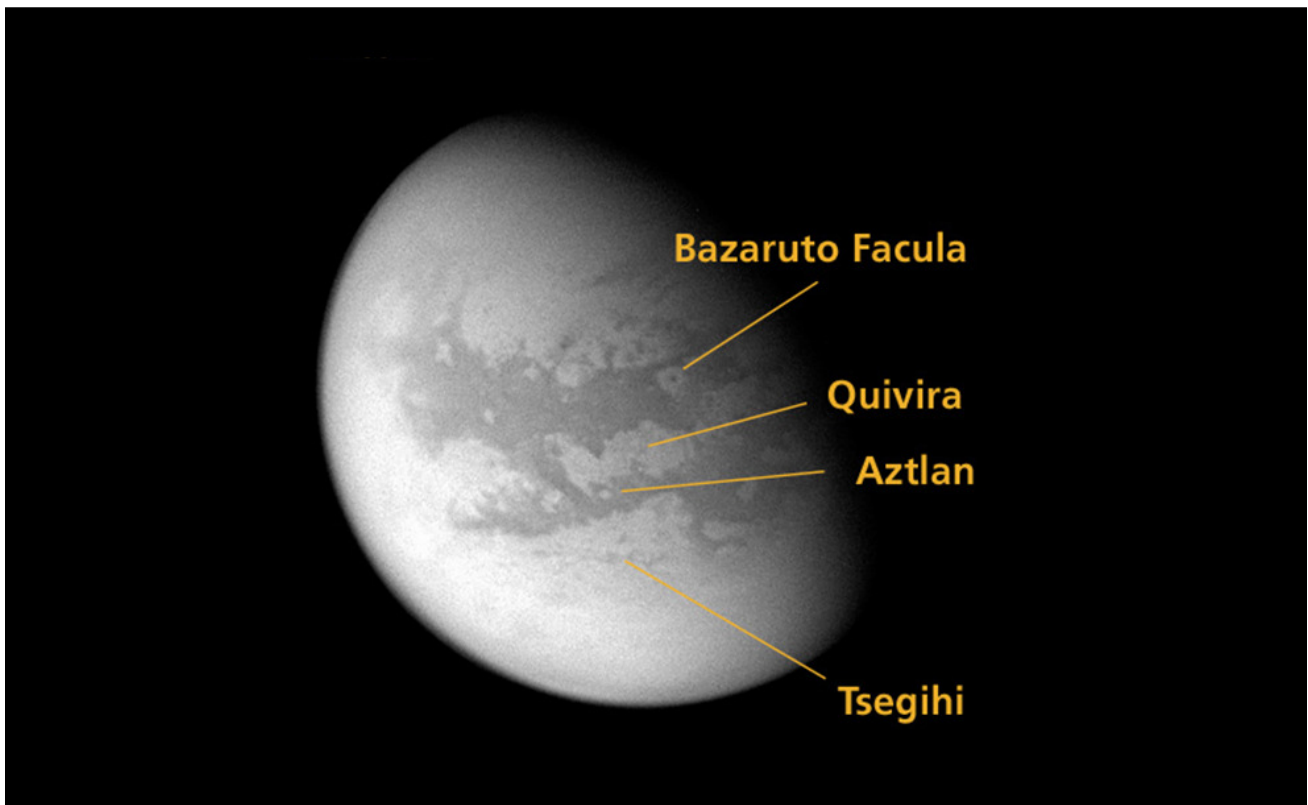
Überraschend ist auch, daß nach den Messungen von Huygens anscheinend Ethan in der Titanatmosphäre höchstens in Spuren vorkommt. Auch von den postulierten Aminosäuren, die manche Wissenschaftler im Vorfeld der Mission vorher sagten, fehlt anscheinend jede Spur.



Panoramaansichten des Landgebietes, von Huygens während des Abstiegs aus verschiedenen Höhen aufgenommen

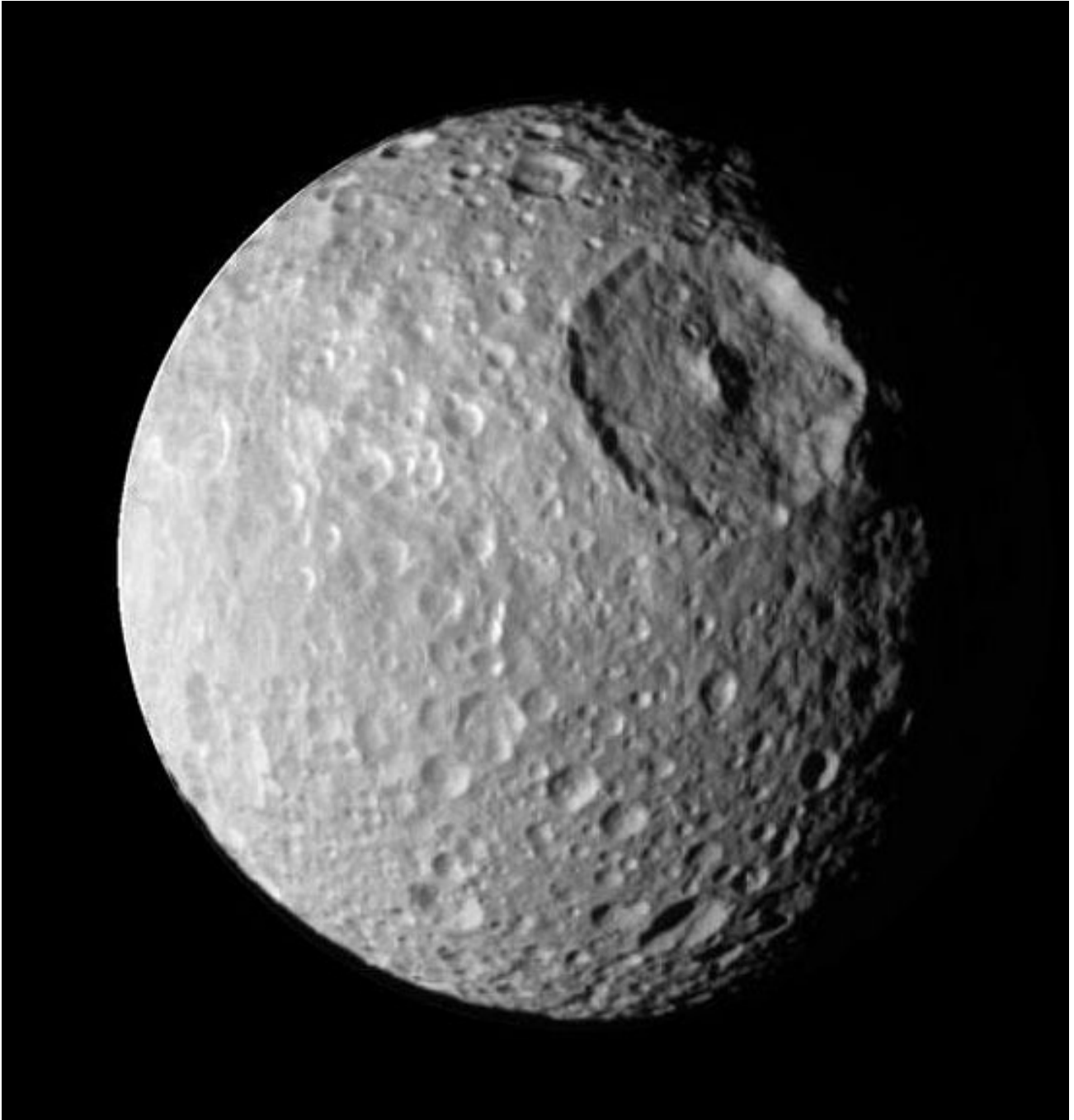
Daten

| BAHNPARAMETER | |
|--|---------|
| Mittlerer Bahnradius (km) | 1221830 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 15.945 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 5.57 |
| Bahnneigung (Grad) | 0.33 |
| Numerische Exzentrizität | 0.0292 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 15.945 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{23} kg) | 1.345 |
| Mittlerer Radius (km) | 2575 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1880 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 1.35 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 2.6 |



Titan mit einigen neu benannten Oberflächenstrukturen

Mimas



Am 7. November 2004 gelang Cassini dieses eindrucksvolle Bild von Mimas vor dem Schatten der Ringe auf dem Saturn. Der helle, bläulich leuchtende Streifen stammt von Sonnenlicht, welches durch die Cassini-Trennung im Ring getreten ist und in der oberen Atmosphäre des Saturns gestreut wird.

Mimas wurde 1789 von WILHELM HERSCHEL (1738-1822) entdeckt und hat einen Durchmesser im Mittel von 397 km. Damit gehört er mit einer Dichte von 1170 kg/m^3 zu den kleinen Eismonden des Saturnsystems. Das ihn ein im Vergleich zu seiner Größe riesiger Krater ziert (der übrigens den Namen „Herschel“ erhalten hat und einen Durchmesser von 130 km besitzt), ist erst seit dem Voyager-1 - Vorbeiflug (1980) bekannt. Wäre der Himmelskörper, der diesen Krater verursacht hat, nur ein klein

Monde der Planeten des Sonnensystems

wenig größer gewesen, hätte er diesen kleinen Mond sicherlich völlig zertrümmert. Spuren von diesem Ereignis findet man überall auf Mimas - und zwar besonders im Bereich des Antipodenpunktes des Kraters, wo sich nach dem Impakt die seismischen Wellen fokussierten. Auffällig sind beispielsweise grabenartige Strukturen, die bis zu 90 km lang sind und eine Breite von ungefähr 10 km erreichen. Es handelt sich dabei mit hoher Wahrscheinlichkeit um Risse, die bei oder durch Sekundärprozesse nach dem genannten Impakt entstanden sind. Ansonsten ist dieser fast kugelförmige Körper (418x392x383 km) vollständig mit Kratern übersät, was auf ein sehr hohes Alter seiner Oberfläche schließen läßt. Die größeren unter ihnen wurden übrigens (bis auf „Herschel“) alle nach Personen aus der „König Arthur“-Sage benannt.

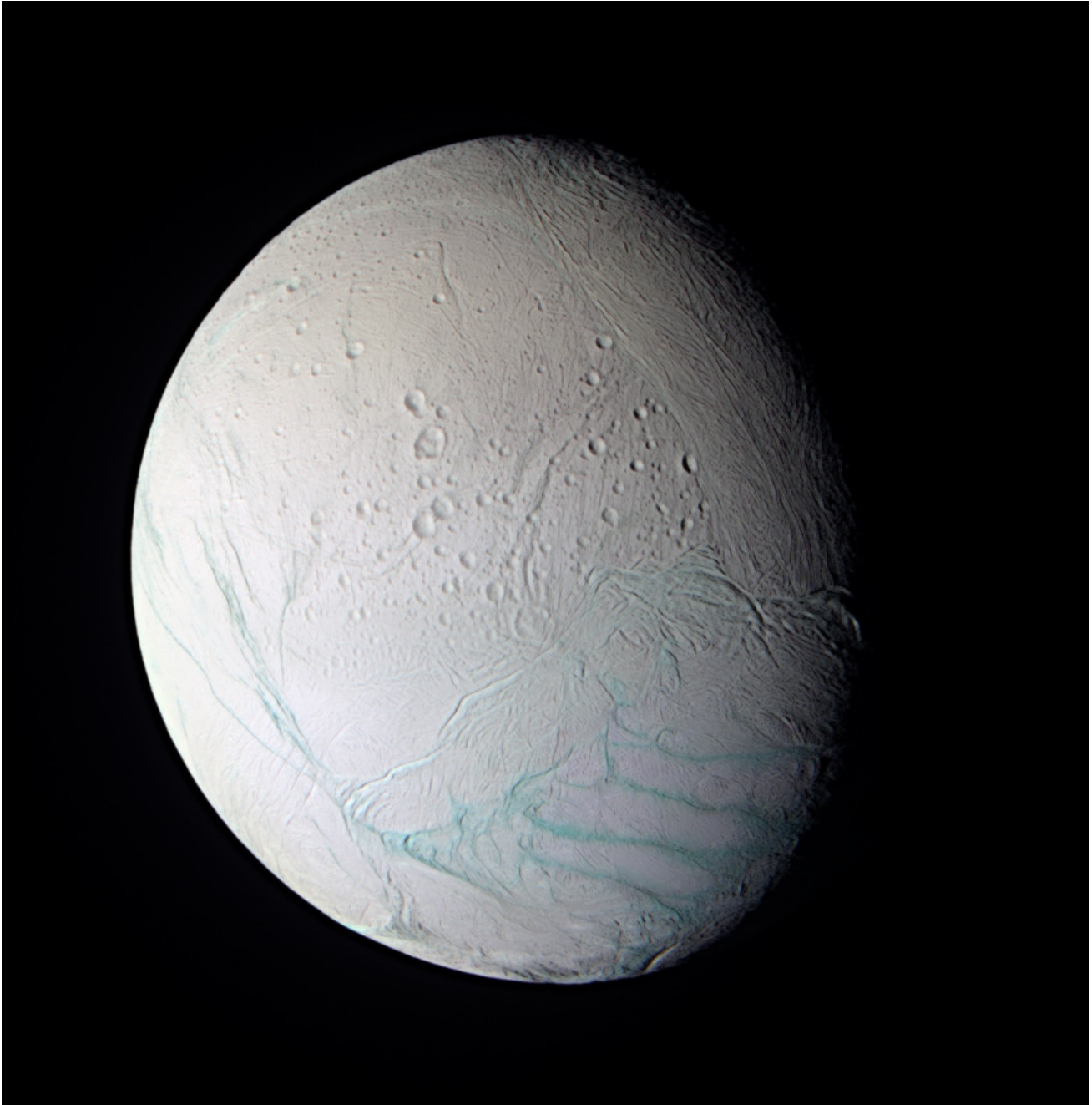
Aus der Schattenlänge des Zentralberges von „Herschel“ konnte man dessen Höhe auf ca. 6000 m bestimmen. Der Krater selbst ist ungefähr 10000 m tief.

Mimas bewegt sich in einer Entfernung von rund 3.217 Saturnradien in knapp einen Tag einmal um seinen Mutterplaneten. Aufgrund dieser Nähe und einer visuellen Helligkeit von ungefähr 13^m ist er selbst mit mittelgroßen Amateurfernrohren nicht leicht zu beobachten.

Daten

| BAHNPARAMETER | |
|--|--------|
| Mittlerer Bahnradius (km) | 185520 |
| Umlaufszeit (siderisch) in Tagen | 0.942 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 14.32 |
| Bahnneigung (Grad) | 1.53 |
| Numerische Exzentrizität | 0.0202 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 0.942 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{19} kg) | 3.84 |
| Mittlerer Radius (km) | 198.5 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1170 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 0.077 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 0.16 |

Enceladus



Enceladus besteht fast vollständig aus Wassereis, was auch sein außergewöhnlich großes Albedo erklärt (er ist mit einem Albedo von ~ 0.95 das hellste, sonnenlichtreflektierende Objekt im Sonnensystem). Entdeckt wurde er 1789 durch WILHELM HERSCHEL (1738-1822). Bis 1980 war außer seinen Bahnelementen und seiner ungefähren Größe nichts Interessantes über ihn bekannt. Während der Voyager-Mission gelangen aber einige hochaufgelöste Fotos. Danach ist seine Oberfläche in verschiedene Gebiete strukturiert, die sich besonders auffällig in der Kraterdichte unterscheiden. Man findet z.B. Ebenen, die von langen Rillen dominiert werden, die immerhin eine Tiefe von bis zu 1 km erreichen. Die mit Impakten übersäten Ebenen scheinen verschiedenen Epochen anzugehören, d.h., in der Vergangenheit müssen an der Mondoberfläche Prozesse stattgefunden haben, welche die

Monde der Planeten des Sonnensystems

Oberfläche des Mondes teilweise umgestaltet. Viele Details findet man in ähnlicher Form auf dem Jupitermond Ganymed so daß man annehmen kann, daß beim Resurfacing-Prozeß auch vergleichbare Vorgänge abgelaufen sind. Als Energiequelle kommt die Energie in Frage, die aufgrund der Gezeitenwechselwirkung mit dem Saturn freigesetzt wurde, als sich der Mond in ferner Vergangenheit noch auf einer Bahn mit höherer Exzentrizität bewegt hat. Ungewöhnlich und nicht ganz in dieses Bild passend ist die nur geringe Größe Enceladus (mittlerer Durchmesser 504 km). Aufgrund seiner im Vergleich zum Radius großen Oberfläche sollte dieser Eismond bereits seit einigen Milliarden Jahren bis zum Zentrum völlig durchgefroren sein.

Neue Erkenntnisse sollten erst die Untersuchungen der Cassini-Sonde bringen, die im Sommer 2005 diesen Eismond bei mehreren Vorbeiflügen mit ihren Instrumenten näher inspizierte. Völlig überraschend waren dabei die Messungen im Spektralbereich zwischen 9 und 16,5 μ m mit dem „composite infrared spectrometer“, aus denen man sehr genau die Oberflächentemperaturen ableiten konnte. Man wußte, daß zur Erwärmung der oberflächennahen Eisschichten nur wenig Sonnenenergie zur Verfügung steht, da der überwiegende Teil (über 90%) in den Weltraum zurückgeworfen wird. Die höchsten Temperaturen (um die 80 K) erwartete man in den Äquatorregionen und entsprechend geringere an den Polen, wo die Sonneneinstrahlung natürlich äußerst gering ist. Das Infrarot-Mapping offenbarte jedoch ein gänzlich anderes Bild: Die Südpolregion ist ca. 15 K wärmer als vorhergesagt (70 K). Dort beträgt die Temperatur 85 K und erreicht lokal in kleinen Bereichen sogar 110 K. Diese Temperaturen begünstigen Sublimationsvorgänge so daß es dann nicht mehr ganz so überraschend war, als man spektroskopisch im Südpolbereich Wasserdampf feststellen konnte. „Sputtering“ durch die elektrisch geladenen Teilchen aus dem Strahlungsgürtel Saturns reichen - wie man schnell erkannte - zur Erklärung der gemessenen Teilchendichten jedenfalls nicht aus.

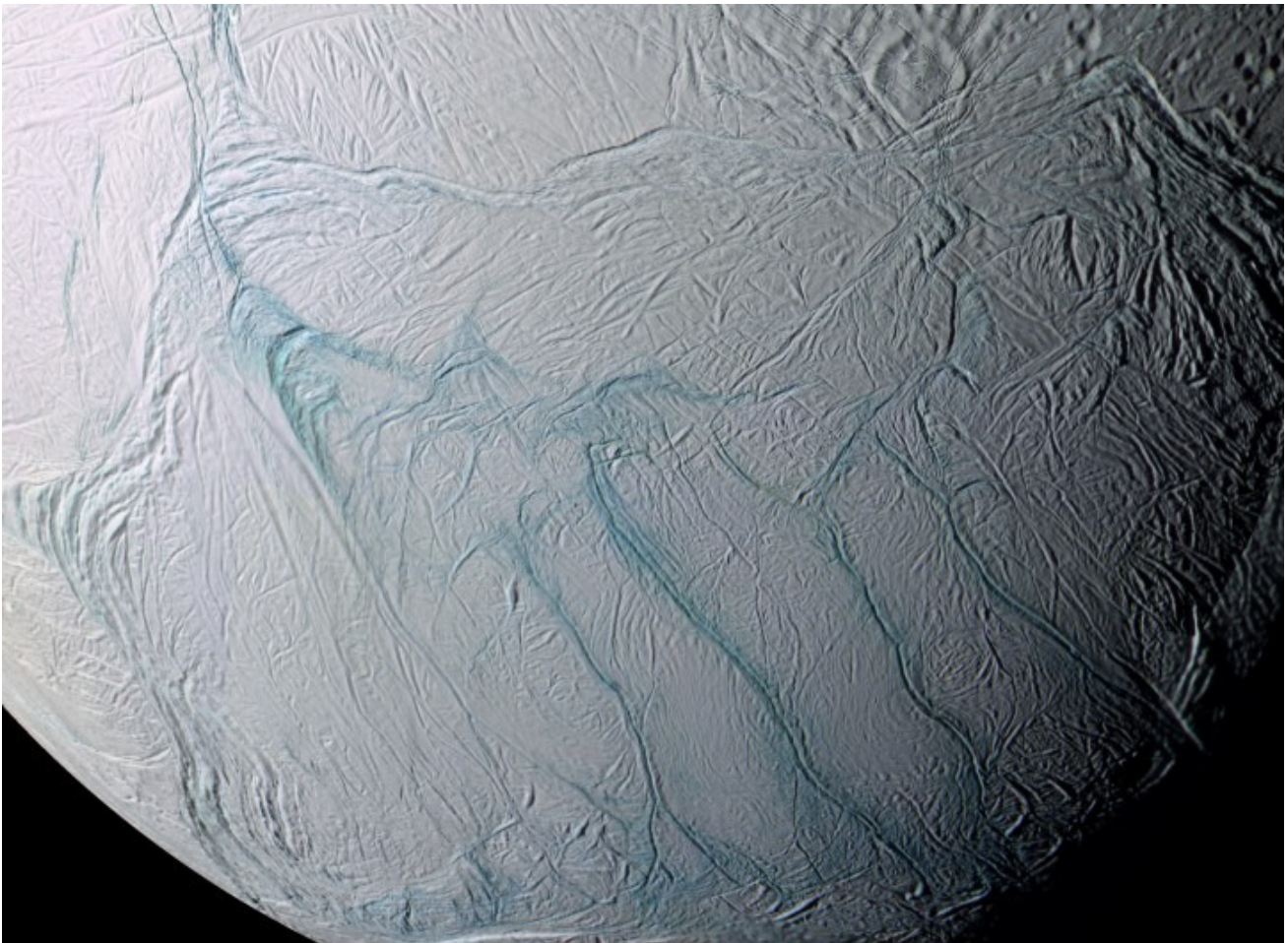
Bei der Wasserdampfatosphäre handelt es sich um eine - wenn auch extrem dünne - Gleichgewichtsatosphäre, in der auch weitere Gaskomponenten wie z.B. Stickstoff und etwas Sauerstoff, enthalten sind. Man konnte sie sowohl bei der Beobachtung eines Sterns, der von Enceladus bedeckt wurde, als auch bei der Untersuchung des den Mond umfließenden Magnetosphärenplasmas Saturns deutlich erkennen. Sie entweicht aufgrund der geringen Oberflächengravitation permanent in den Weltraum, weshalb die Gashülle ständig durch Entgasung der Oberfläche regeneriert werden muß.

Alle diese Beobachtungen deuten darauf hin, daß dieser sehr kleine Mond doch nicht - wie immer vermutet wurde - völlig durchgefroren ist, sondern in seinem Innern durchaus noch Wärme produzieren kann. Dafür kommt offensichtlich nur ein Prozeß in Frage, wie er auch beim Jupitermond Io wirkt: kontinuierlicher Wärmeeintrag durch die Gezeitenwechselwirkung mit Saturn (er bildet - ähnlich wie das Io-Europa-System Jupiters eine 2:1 -Resonanz mit Dione). Der radioaktive Zerfall entsprechender Elemente im kleinen Silikatkern (wenn er überhaupt existiert) des Mondes (mittlere Dichte 1240 kg/m³, entspricht etwa 60% Eis und 40% Fels) kann allein den Wärmeüberschuß nicht erklären. Aber auch wenn man beide Anteile zusammenzählt, ist der dabei herauskommende Energiebetrag immer noch zu klein, um Kryovulkanismus in nennenswertem Ausmaß hervorzurufen. Hier ergibt sich eine Diskrepanz mit den Beobachtungen der Raumsonde Cassini, die noch einer einleuchtenden Erklärung harret.

Wenn Enceladus lokal mehr Energie abgibt, als er von der Sonne erhält, dann sollte sich das auch in seiner Oberflächenmorphologie widerspiegeln. Eine Gelegenheit, diese Annahme zu überprüfen, ergab

sich beim dichten Vorbeiflug Cassinis am 14. Juli 2005. Dabei konnte in hoher Auflösung eine besonders auffällige Region am Südpol von Enceladus untersucht werden, deren Strukturen als „tiger stripes“ bekanntgeworden sind. Es handelt sich dabei um ein System von Falten, Rissen und Verwerfungen in der Eiskruste, das in seinem Aussehen (besonders in einer Falschfarbendarstellung) an „Tigerstreifen“ erinnert. Daneben findet man in diesem offensichtlich noch geologisch jungen Gebiet haushohe Eisklötze, die auf der Oberfläche herumliegen und deren Entstehung noch unklar ist. Sie scheinen jedoch älter zu sein als die Risse selbst, die mit jüngeren Eis gefüllt sind und die die bereits erwähnten „stripes“ bilden. Auf jeden Fall handelt es sich hier um Auswirkungen eines speziellen Kryovulkanismus, den man bis zu dessen Entdeckung bei einem so kleinen Himmelskörper wie Enceladus kaum für möglich gehalten hatte.

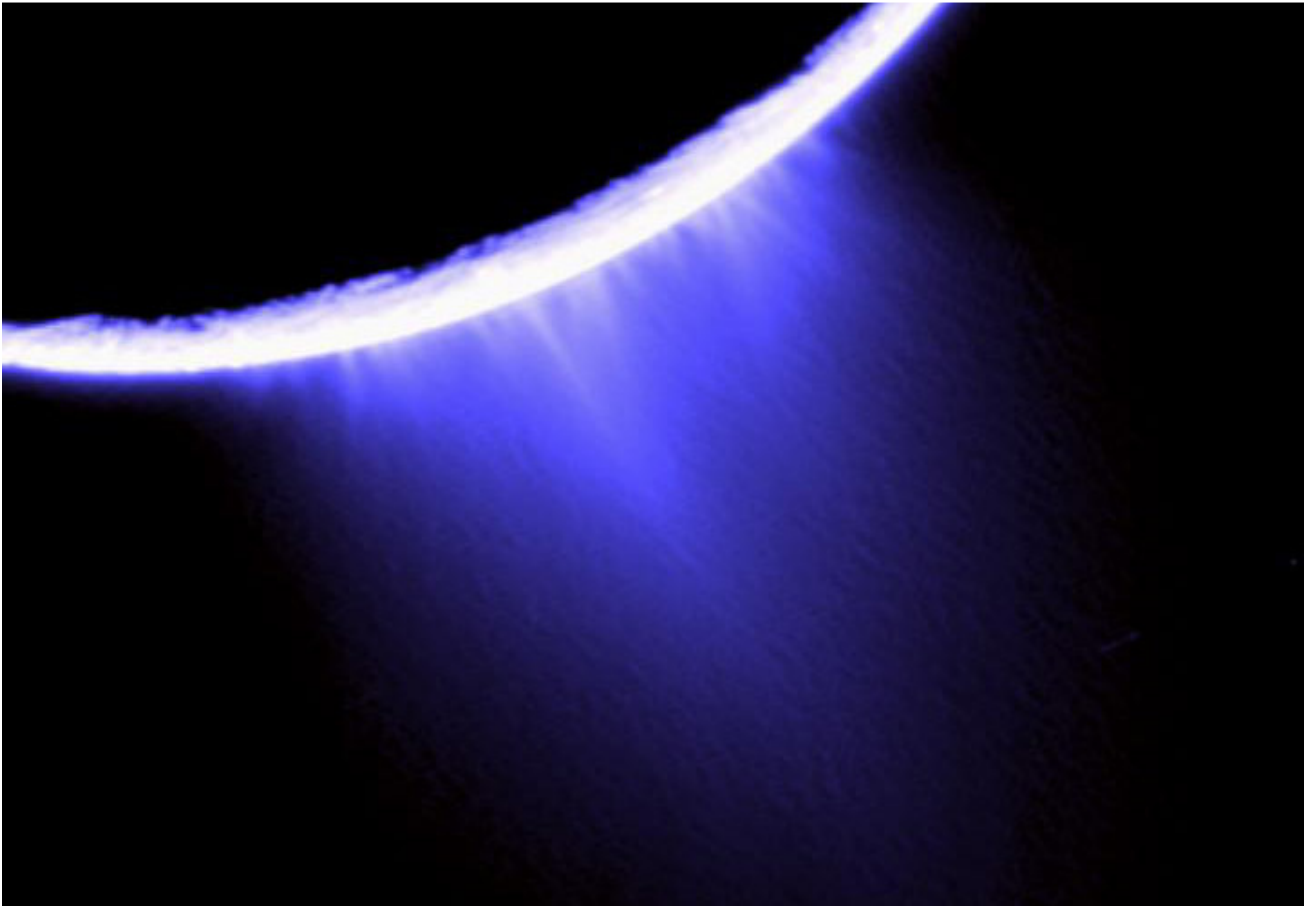
Die Bereiche mit den höchsten Temperaturen (89 bis 95 K) fallen mit den 1 bis 2 km breiten „tiger stripes“-Bruchlinien zusammen, wobei einige kleinere Strukturelemente genau auf einem dieser „stripes“ Temperaturen bis zu über 100 K zeigen. Man vermutet, daß an dieser Stelle quasi neues Eis aus dem Innern von Enceladus hervorquillt und zu einer Erneuerung der Oberfläche führt. Alles das deutet darauf hin, daß es unter dem südlichen Eispanzer zumindest regional Stellen mit flüssigen oder zumindest sehr plastischen Wasser oder Eis gibt.



„Tiger stripes“ im Südpolbereich von Enceladus. Aufgenommen wurde dieses Foto im sichtbaren Licht am 14. Juli 2005 aus einer Entfernung von ca. 21000 km mittels der „narrow-angle“-Kamera der Saturnsonde Cassini

Monde der Planeten des Sonnensystems

Anfang 2006 wurde bekannt, daß im Bereich der „stripes“ offensichtlich Geysire existieren, die Wasser auf die Oberfläche versprühen, wobei die dabei entstehenden feinen Eispartikel bis in eine Höhe von mehr als 490 km transportiert werden. Die plumartigen „Eisfontänen“ sind auf den Cassini-Aufnahmen, welche Enceladus als eine schmale Sichel zeigen, aufgrund der Lichtstreuung sehr gut im Gegenlicht zu sehen.



Auf die Frage, wie die Geysire Enceladus funktionieren, gibt es noch keine endgültige Antwort, aber mehrere Modellvorstellungen. Sie gehen davon aus, daß es nur wenige Meter unter der Eisoberfläche Reservoirs mit flüssigen Wasser gibt, welches durch chemische Zusätze (Ammoniak?, Salze?) und durch Erwärmung von unten (gravitative und radioaktive Wärmeproduktion) am Gefrieren gehindert wird. In diesen Reservoirs baut sich im Laufe der Zeit Druck auf, der beim Durchbruch durch eine Schwächezone der Oberfläche zu den beobachteten Eisfontänen führt.

Mit dieser Entdeckung ließ sich gleichzeitig ein weiteres Rätsel lösen: Der E-Ring Saturns, der sich im Bereich der Enceladus- und Dione-Bahn erstreckt, wird offensichtlich von den Eispartikeln gespeist, welche von den Enceladus-Geysiren kontinuierlich abgegeben werden. Damit ist klar geworden, warum dieser Ring überhaupt existiert und wieso er sich nicht innerhalb kürzester Zeit auflöst.

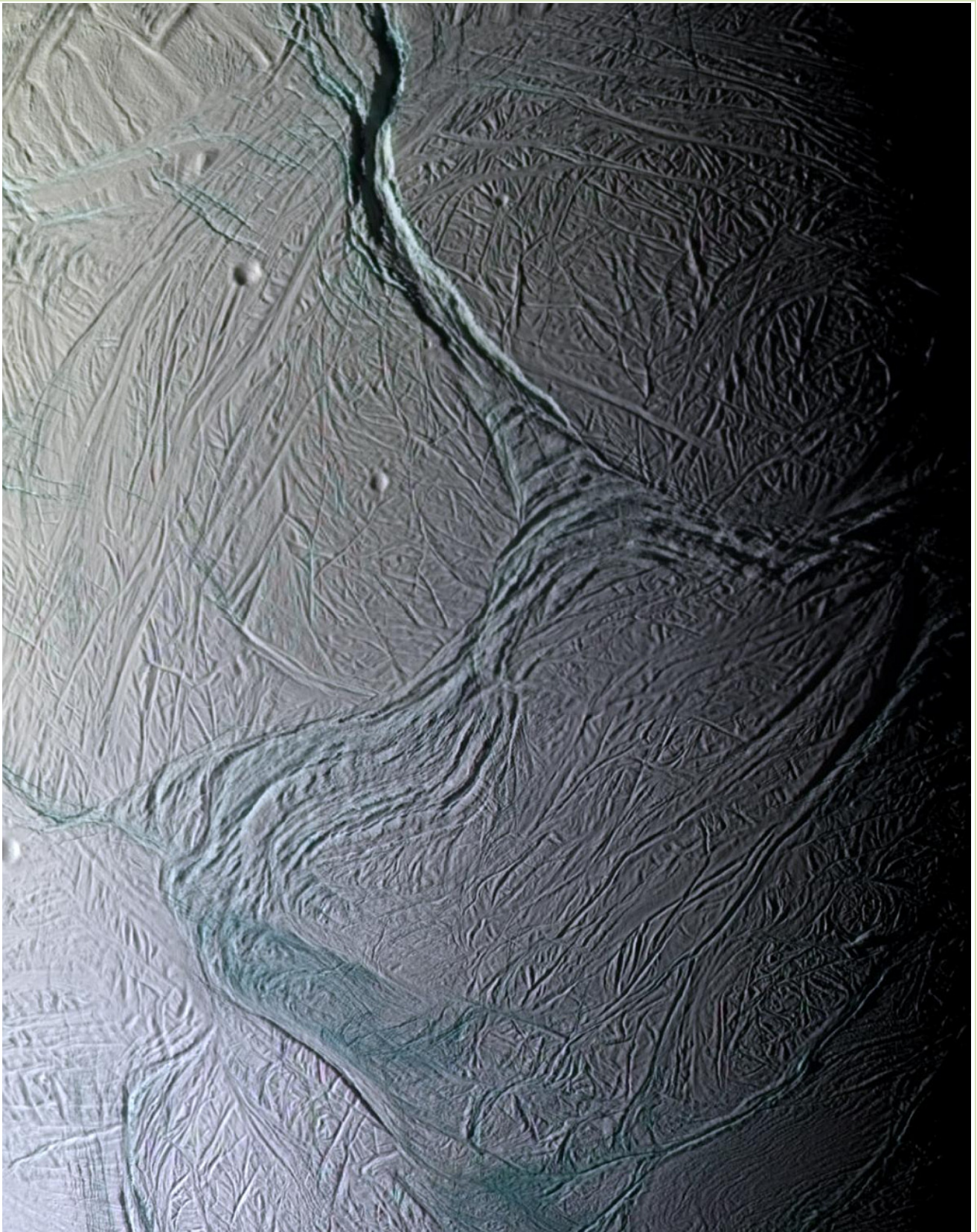
Wie bereits erwähnt, sind Teile der Oberfläche fast völlig ohne Impakte und deshalb höchstens einige 100 Millionen Jahre alt. Sie zeigen Strukturen, wie man sie auch von den Eismonden Europa und Ganymed des Jupitersystems her kennt und die auf Spaltenbildung mit Rifting hinweisen. Offensichtlich muß es in der jüngeren geologischen Geschichte dieses Mondes zu lokaler Spaltenbildung und damit verbundenen Austritt von flüssigen Wasser oder duktilen Eises gekommen

sein. Vielleicht gab es eine Phase, wo die Gezeitenwechselwirkung zwischen Saturn und Enceladus so stark wurde, daß der Energieeintrag ausreichte, um das Innere dieses kleinen Mondes völlig aufzuschmelzen. Konvektionsströmungen könnten dann zu lokalen Ausdünnungen des Oberflächeneises und nach Spaltenbildung zur Eiskrustenneubildung geführt haben. Morphologische Details auf der Mondoerfläche weisen jedenfalls auf solch einen Mechanismus hin.

Abschließend kann gesagt werden, daß die Erforschung von Enceladus noch am Anfang steht und man kann gespannt sein, was für Überraschungen dieser kleine Eismond noch für uns bereithält.

Daten

| | |
|--|--------|
| BAHNPARAMETER | |
| Mittlerer Bahnradius (km) | 238020 |
| Umlaufszeit (siderisch) in Tagen | 1.370 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 12.63 |
| Bahnneigung (Grad) | 0.02 |
| Numerische Exzentrizität | 0.0045 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 1.370 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{20} kg) | 1.08 |
| Mittlerer Radius (km) | 252 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1610 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 0.11 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 0.214 |



Bizarre Eislandschaften prägen das Bild Enceladus

Dione



Dione ist mit einem Durchmesser von 1118 km nur wenig größer als Tethys. Ihre mittlere Dichte von 1500 kg/m^3 weist darauf hin, daß neben Wassereis auch ein größerer Anteil von Silikaten an ihren Aufbau beteiligt ist. Auffällig ist der Unterschied beider Hemisphären im Albedo. Der dunklere Bereich wird durch die sogenannte Amata-Formation dominiert, einem ca. 240 km großen Gebiet, von dem rätselhafte hellere Strukturen ausgehen. Die anderen Regionen des Mondes bedecken viele unterschiedlich große Einschlagkrater deren Größter ungefähr 170 km mißt.

Mit einem Albedo von lediglich 0.55 gehört Dione zu den eher dunklen Eismonden des inneren Saturnsystems. Wahrscheinlich hat sich im Laufe der Zeit meteoritischer Staub auf der Oberfläche abgelagert. Die Landschaftsformen selbst sind sehr abwechslungsreich. Neben stark zerkraterten (und damit sehr alten) Ebenen gibt es auch Bereiche mit einer weniger hohen Kraterdichte, die offensichtlich das Ergebnis mehrerer Oberflächenerneuerungen sind. Die auffällig hellen Streifen, die sich auf einer Hemisphäre des Mondes konzentrieren, stellen Grabenbrüche dar, in denen frisches Eis freiliegt. Da sie alte Krater überdecken, müssen sie jüngeren Ursprungs sein. Ihre Entstehung ist noch

nicht richtig verstanden. Wahrscheinlich sind diese Strukturen endogenen Ursprungs und stammen aus einer Zeit, wo der Mond -ähnlich wie Enceladus- im Inneren gravitativ aufgeheizt wurde und sich Konvektion im flüssigen Inneren ausbildete. Dabei entstanden an Schwachstellen der Eiskruste Risse, die sich zu scharfen, bis an die Oberfläche reichenden Grabenbrüchen erweiterten. Während im Zentralbereich duktilen Eis bis zur Oberfläche aufstieg (ohne daß es jedoch zu verbreiteten „Überflutungen“ wie auf Enceladus gekommen ist), wurden die weiter entfernten Bereiche zusammengedrückt, was entsprechend dieser Hypothese zu den beobachteten „Runzelstrukturen“ rechts und links der Grabenbrüche geführt hat. Die andere These, daß die Brüche als Ergebnis eines größeren Impakts entstanden sind, ist dagegen eher unwahrscheinlich.

Eine weitere Auffälligkeit betrifft die unterschiedliche Kraterverteilung auf der Hemisphäre, die in Bewegungsrichtung zeigt („führende Hemisphäre“) im Gegensatz zur Nachfolgenden (Dione führt eine gebundene Rotation aus, d.h. Umlaufzeit und Rotationsdauer stimmen überein). Erwarten würde man, daß die Seite in Bewegungsrichtung einem größeren Meteoritenbombardement ausgesetzt ist und deshalb pro Flächeneinheit mehr Impakte aufweist. Bei Dione ist es aber gerade andersherum. Die führende Seite ist a) ärmer an Kratern und b) auch um ca. 25% heller, was teilweise auf eine geringere Staubbedeckung zurückzuführen ist. Die einfachste Erklärung für dieses Mißverhältnis ist, daß zur Zeit des „großen Bombardements“ die Ausrichtung des Mondes gerade entgegengesetzt war und erst durch einen besonders starken Impakt die Umkehrung erfolgte. Auf jeden Fall scheint die heutige Ausrichtung schon einige Milliarden Jahre zu bestehen.

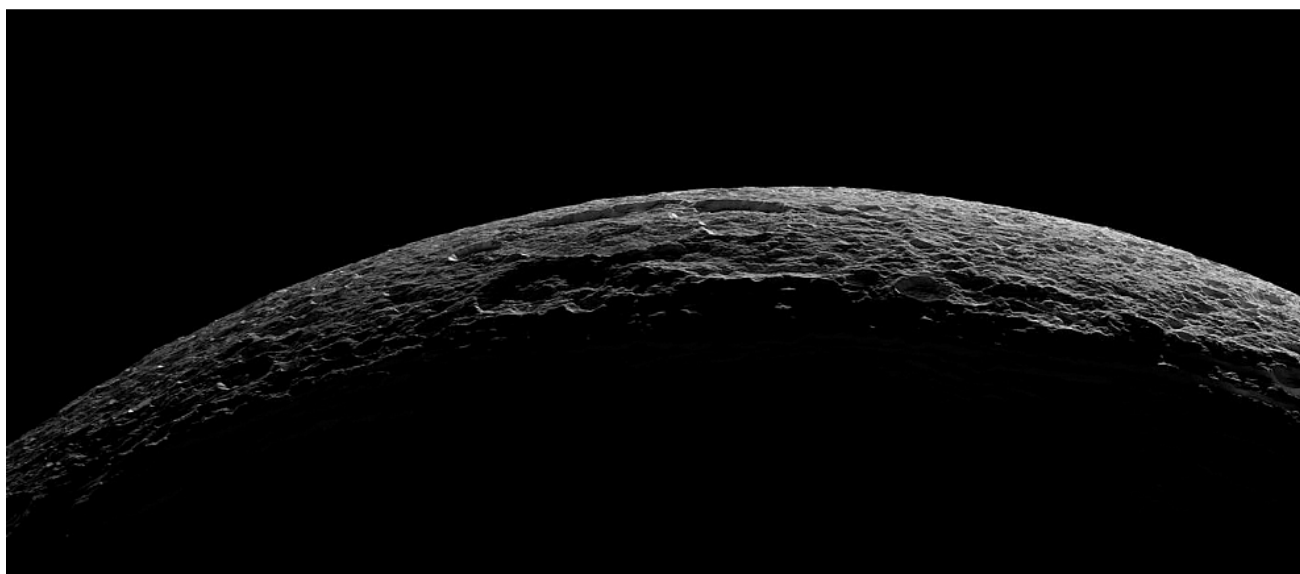
Besonders detaillierte Aufnahmen von Dione gelangen am 14. Dezember 2004 Cassini. Die Fotos zeigen neben den bereits erwähnten Einschlagskratern kliffartige Strukturen, die sich wahrscheinlich durch tektonische Prozesse gebildet haben.



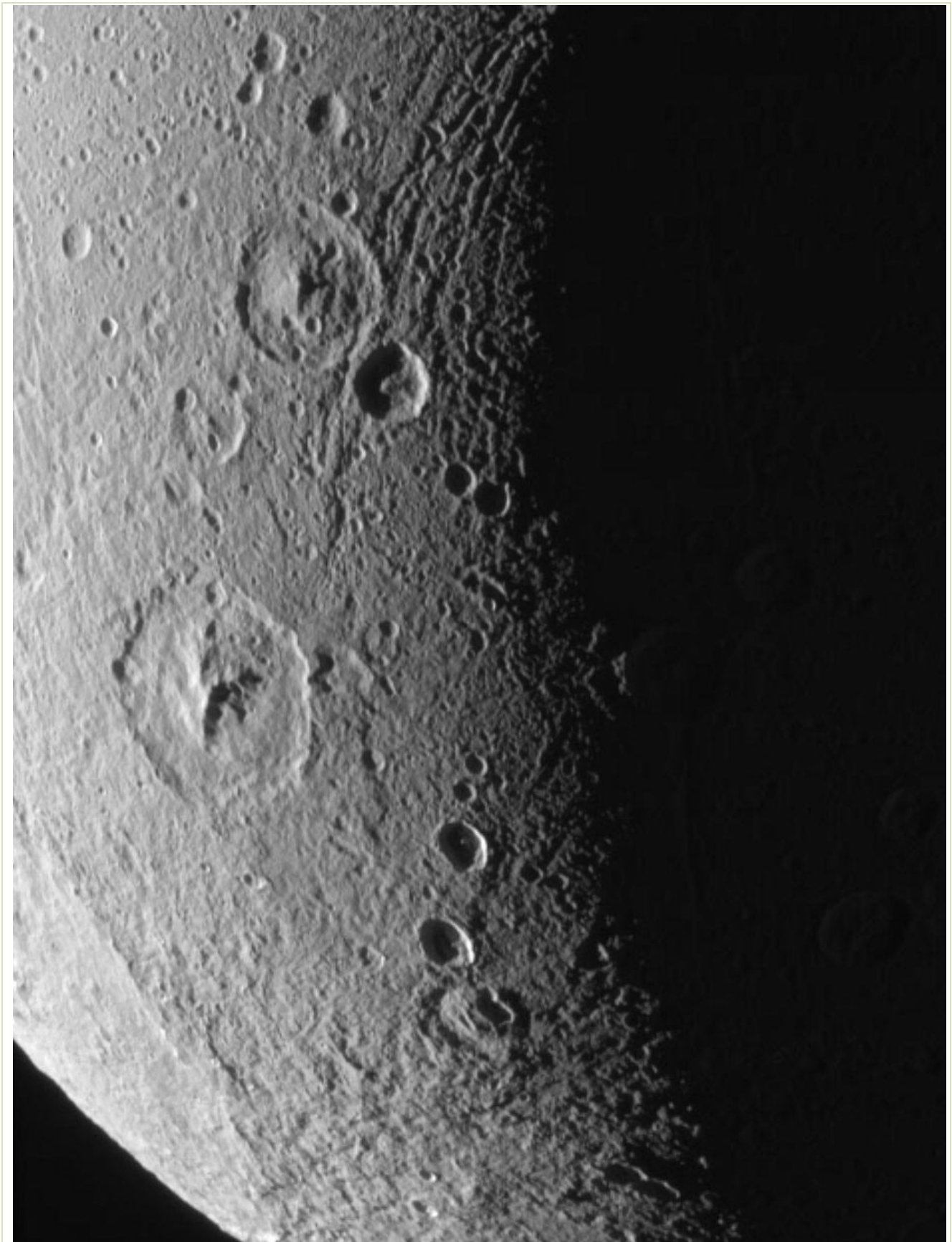
Detailaufnahme aus dem Inneren eines 60 km großen Impaktkraters im Bereich einer Struktur mit dem Namen Padua Linea

Daten

| BAHNPARAMETER | |
|--|---------|
| Mittlerer Bahnradius (km) | 377420 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 2.737 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 10.03 |
| Bahnneigung (Grad) | 0.02 |
| Numerische Exzentrizität | 0.00223 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 2.737 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{21} kg) | 1.096 |
| Mittlerer Radius (km) | 559 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1470 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 0.22 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 0.512 |

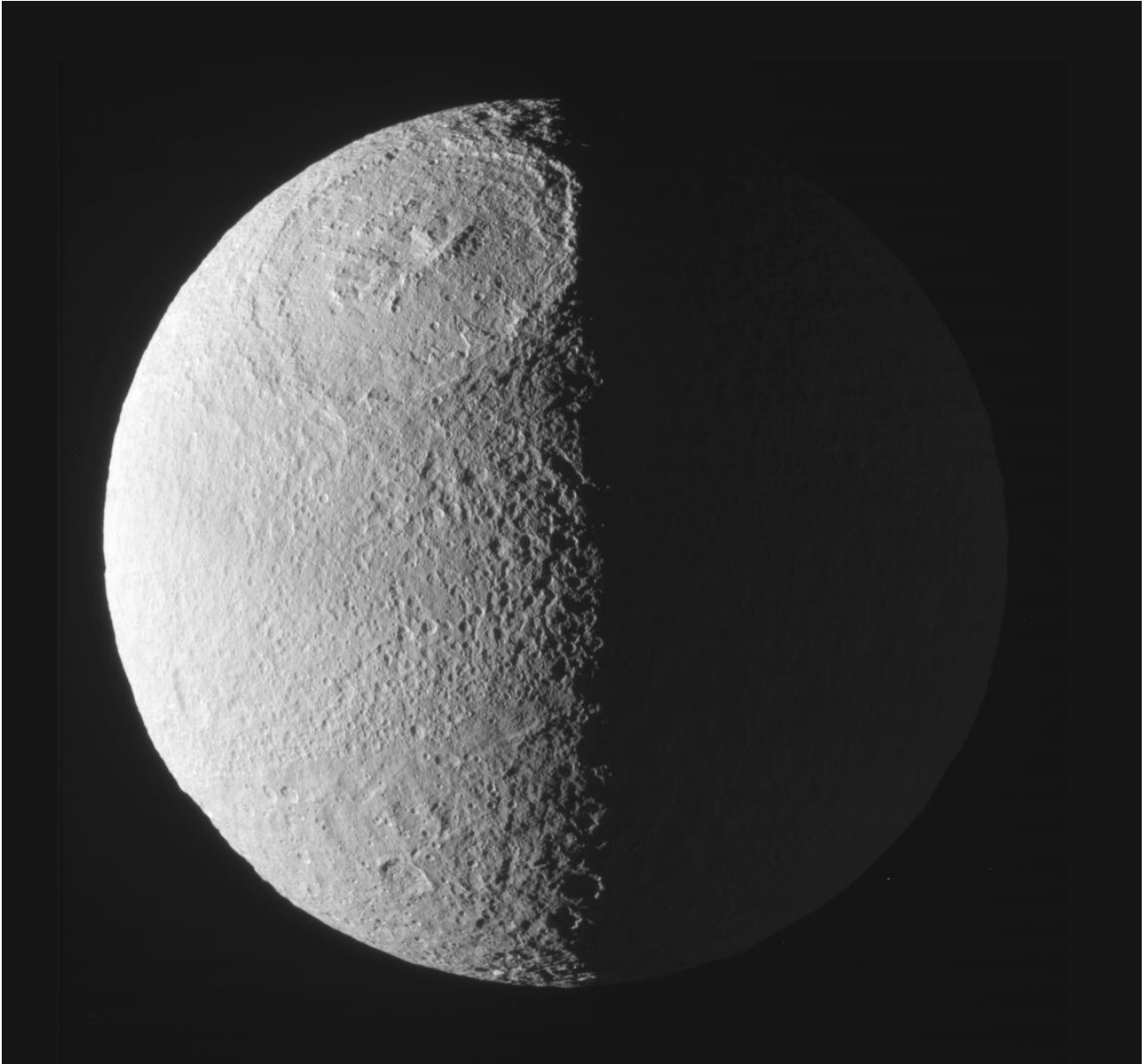


Dione als schmale Sichel im Blickfeld der Cassini-Kamera



Aufnahme von Dione aus einer Entfernung von 152000 km (Cassini)

Tethys

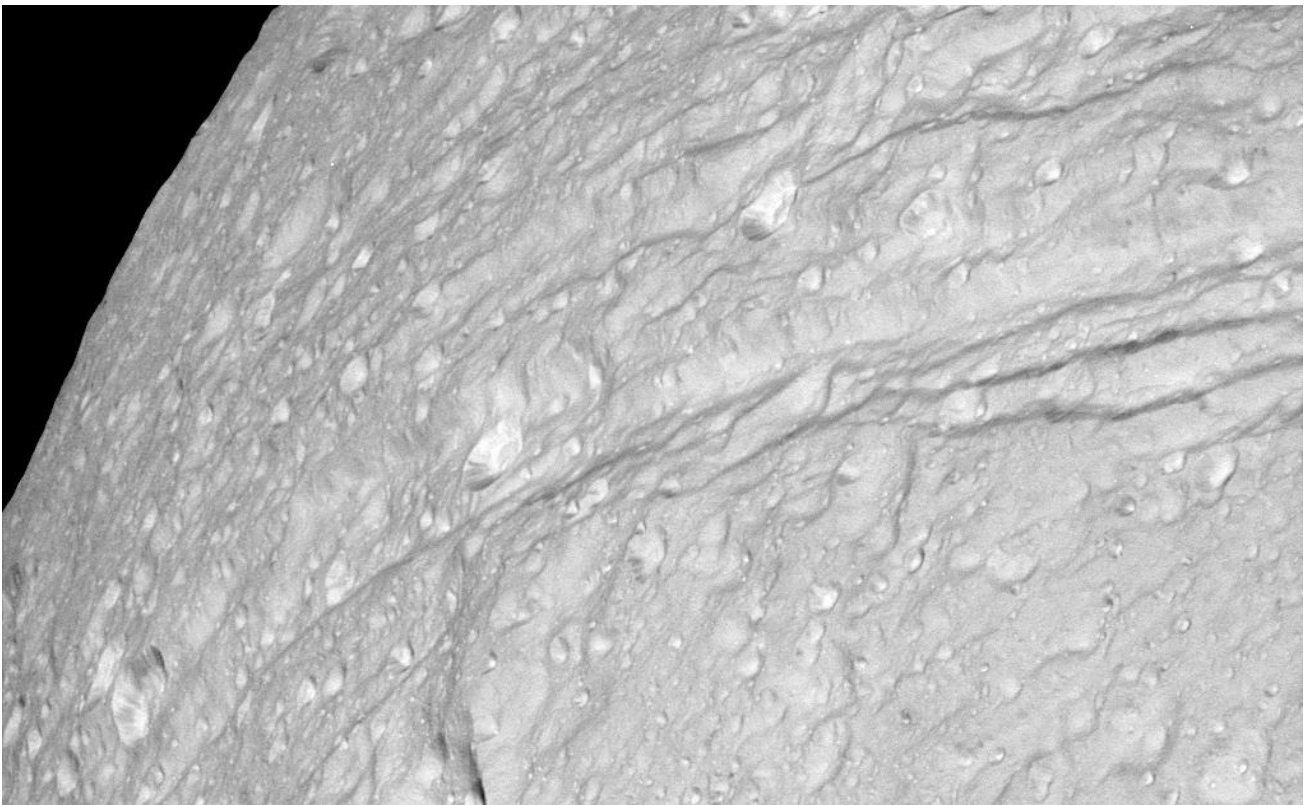


Die Oberfläche von Tethys, die mit einem Durchmesser von 1048 km etwa doppelt so groß ist als Enceladus, ist von Impaktkratern und einer außergewöhnlichen Spaltenstruktur, die den Namen Ithaca Chasma erhalten hat, geprägt. Diese Spalte reicht vom Nordpol über den Äquator bis fast zum Südpol des Mondes und ist ungefähr 100 km breit und an manchen Stellen bis 5000 m tief.

Der größte Krater auf Tethys ist mit rund 400 km Durchmesser Odysseus. Der Einschlag, der ihn ausgeworfen hat, zerstörte beinahe den gesamten Mond. Das das nicht geschehen ist liegt wahrscheinlich auch daran, weil der Einschlag zu einer Zeit erfolgte, als die heute hartgefrorene Eisschicht noch weich und plastisch war. Die dabei entstandenen Risse sind später im Laufe der Zeit wieder zusammengebacken. Ob Ithaca Chasma etwas mit dem Odysseus-Impakt zu tun hat, ist nicht geklärt. Es ist aber durchaus denkbar, daß die Kruste auf der gegenüberliegenden Seite bei dem Aufprall des den Krater Odysseus verursachenden Planetoiden regelrecht aufgeplatzt ist.

Daten

| BAHNPARAMETER | |
|--|--------|
| Mittlerer Bahnradius (km) | 294670 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 1.888 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 11.35 |
| Bahnneigung (Grad) | 1.091 |
| Numerische Exzentrizität | 0.0001 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 1.888 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{20} kg) | 6.17 |
| Mittlerer Radius (km) | 530 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1210 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 0.143 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 0.392 |



Bergrücken im südlichen Bereich des Ithaca Chasmas. Die vielen kleinen Impakte, welche diese riesige Talstruktur überlagern, deuten auf ein sehr großes Alter hin.

Rhea

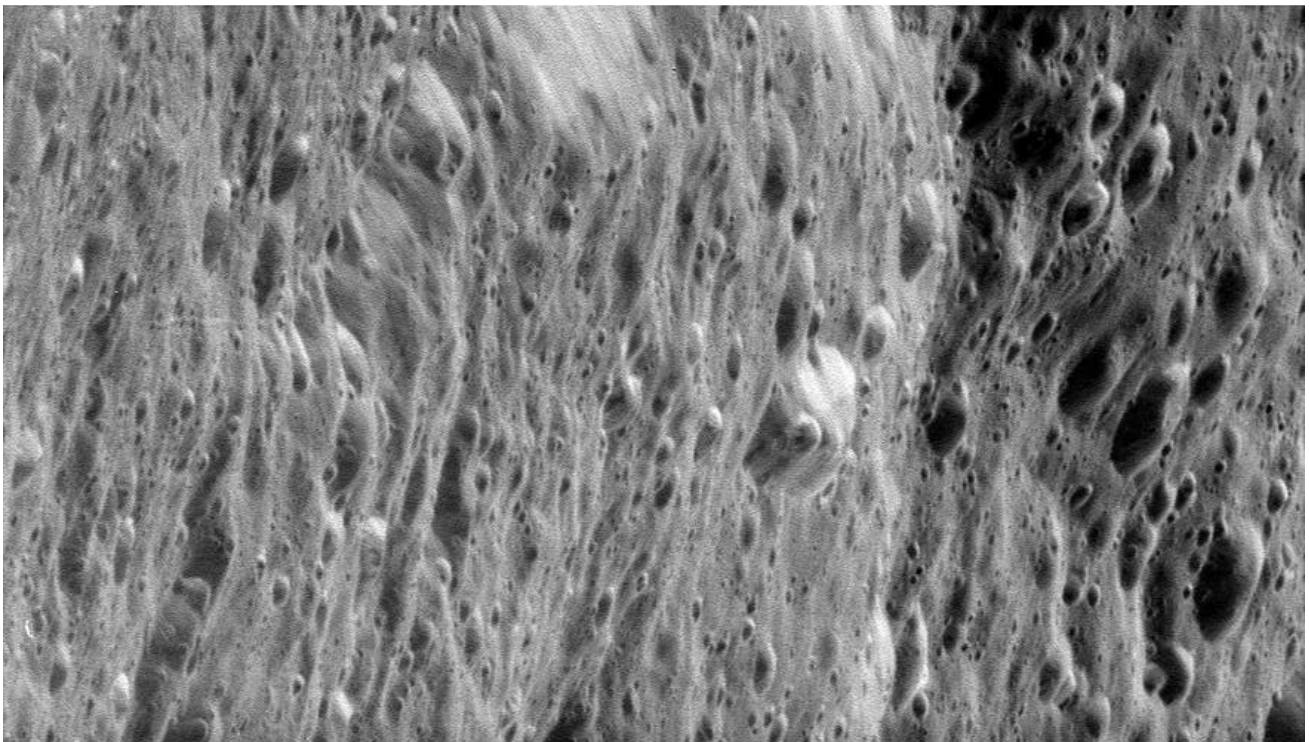


Rhea hat einen Durchmesser von 1528 km und ist damit der Größte unter den Eismonden des Saturn-Systems. Sie wurde bereits 1672 von dem damaligen Direktor der Pariser Sternwarte GIOVANNI CASSINI (1625-1712) entdeckt. Detailaufnahmen von seiner Oberfläche konnten erstmalig während der sehr erfolgreichen Voyager-Mission zur Erde übertragen werden. Auch die Sonde Cassini (benannt nach dem Entdecker der Rhea) flog an ihr vorbei und hat dabei wertvolle Daten gesammelt. Aus der geringen Dichte von 1240 kg/m^3 läßt sich ableiten, daß Rhea zu etwa $2/3$ aus Wassereis sowie aus einem Kern aus Silikaten zusammengesetzt ist. Die Temperaturen an der Oberfläche betragen $174 \text{ }^\circ\text{C}$ im direkten Sonnenlicht, und zwischen $200 \text{ }^\circ\text{C}$ und $220 \text{ }^\circ\text{C}$ im Schatten. Ihre Oberfläche ist stark verkratert und weist zusätzlich stellenweise besonders helle Gebiete auf. Ansonsten ist sie mit einem Albedo von 0.65 im Vergleich zu Enceladus und Tethys relativ dunkel.

Rheas Oberfläche läßt sich anhand der Verteilung und Größe der Krater in zwei unterschiedliche Terrains unterteilen. In Teilen der Polar- und Äquatorregion findet man hauptsächlich Krater mit einem Durchmesser unter 40 km. Die zweite Region enthält dagegen auffallend viele Impaktkrater, deren Durchmesser 40 km übersteigt. Wahrscheinlich hat man es auch hier mit lokalen Resurfacing-Strukturen zu tun, wie man sie weit ausgeprägter auf Enceladus findet. Ihre Entstehung muß aufgrund der enormen Kraterdichte im Bereich dieser Strukturen in die Frühzeit des Mondes datiert werden, als das Mondinnere noch flüssig war und an der Oberfläche ausgedehnter Kryovulkanismus auftrat.

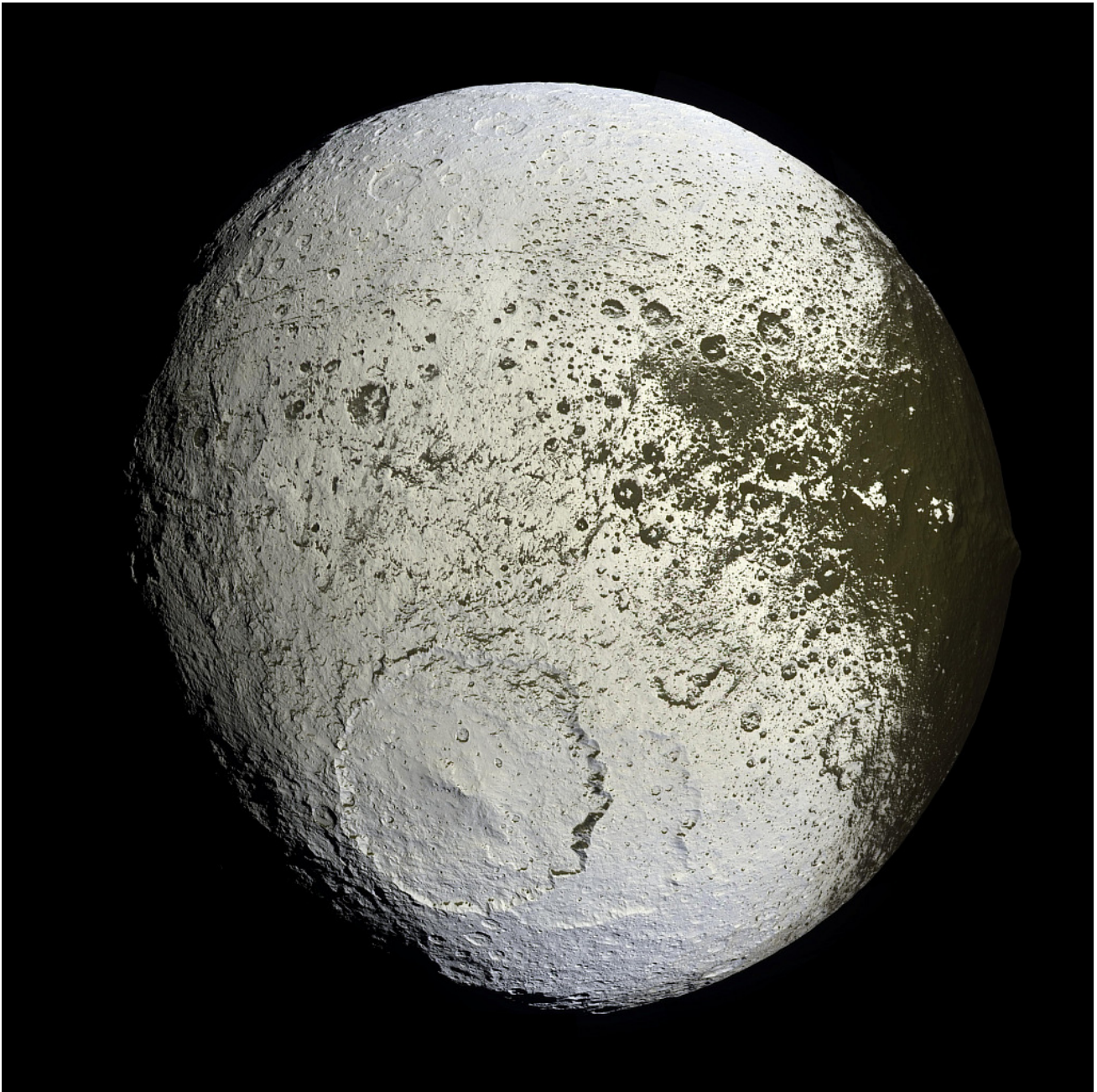
Daten

| BAHNPARAMETER | |
|--|--------|
| Mittlerer Bahnradius (km) | 527040 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 4.518 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 8.48 |
| Bahnneigung (Grad) | 0.35 |
| Numerische Exzentrizität | 0.001 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 4.518 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{21} kg) | 2.317 |
| Mittlerer Radius (km) | 764 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1240 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 0.26 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 0.636 |



Detailaufnahme der Oberfläche von Rhea (Cassini)

Iapetus



Iapetus ist entsprechend seiner mittleren Dichte von 1083 kg/m^3 eine reine Eiskugel von 1436 km Durchmesser. Was ihn so bemerkenswert macht, ist seine Oberfläche. Die Seite, die in Richtung seiner Bewegungsrichtung um Saturn zeigt (Iapetus hat eine gebundene Rotation), ist schwärzer als Kohle (Albedo $0.03 \dots 0.05$). Die andere Seite ist dagegen extrem hell, ungefähr so wie die Oberfläche des Eismondes Europa im Jupitersystem (Albedo 0.5). Deshalb kann er von der Erde aus mit Amateurfernrohren meist nur auf einer Seite Saturns (wenn er seine helle Seite zeigt) beobachtet werden. Wodurch dieser außergewöhnliche Albedounterschied verursacht wird, ist noch weitgehend unklar. Eine Theorie besagt, daß das dunkle Material von Phoebe stammt, welche sich außerhalb der Iapetus-Bahn retrograd um Saturn bewegt. Es soll bei Impaktereignissen als feiner Staub freigesetzt worden sein. Dieser wahrscheinlich kohlenstoffreiche Staub ist dann von Iapetus im Laufe von

Monde der Planeten des Sonnensystems

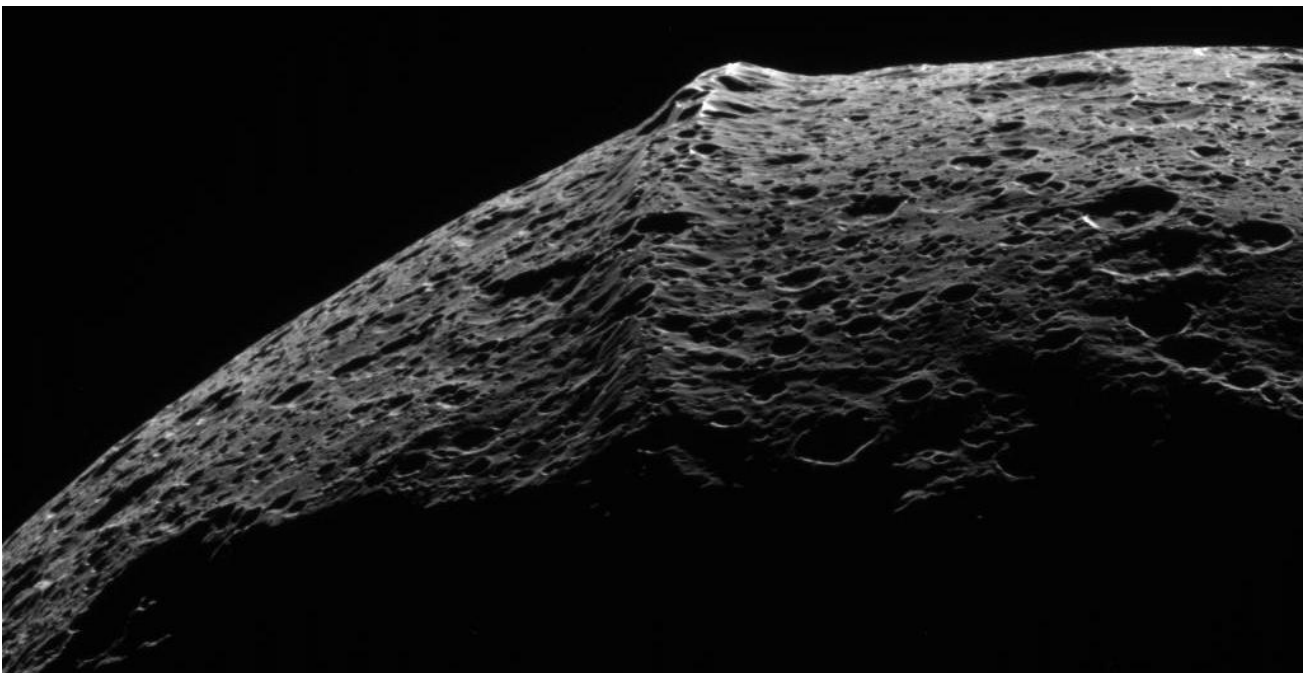
Jahrtausenden wieder aufgesammelt worden. Der Haken an dieser Theorie ist, daß sich die Farbe von Phoebe doch etwas von der dunklen Iapetus-Seite unterscheidet, obwohl dieser kleine Mond selbst auch sehr dunkel ist (Albedo 0.05). Sie kann auch die scharfe Grenze zwischen heller und dunkler Region nicht überzeugend erklären.

Eine andere Hypothese geht nicht von einer exogenen, sondern endogenen Bildung des dunklen Materials aus. Ein Indiz dafür ist, daß es sich scheinbar im Inneren von Kratern ansammelt. Es soll sich dabei um organische Stoffe handeln, die als Ergebnis kryovulkanischer Prozesse entstanden sind. Man vermutet, daß das Eis, aus dem dieser Mond fast vollständig besteht, einen sehr hohen Anteil von Ammoniak und Methan enthält. Gerade letzterer Stoff kann unter Einwirkung der ultravioletten Strahlung der Sonne viele verschiedene organische Moleküle bilden und es ist denkbar, daß auf diese Weise eine dunkle, asphaltähnliche Schicht entsteht, die weite Gebiete des Mondes überdeckt.

Welche von beiden Hypothesen richtig ist oder ob es noch ganz andere Erklärungen gibt, kann erst die Zukunft zeigen. Da die dunkle Seite Iapetus aber in Richtung der Bahnbewegung des Mondes zeigt, erscheint die „Aufsammeltheorie“ von Staub doch etwas plausibler. Die deutlich rötlichere Färbung des Materials im Vergleich zu Phoebe (von dem der Staub ja stammen soll) kann auch ein Alterungsphänomen sein. Leider sind die Methoden der Fernerkundung begrenzt, um hier eine eindeutige Antwort geben zu können.

Die dunkle Seite Iapetus wird übrigens „Cassini-Regio“ und die helle Seite „Roncevaux Terra“ genannt.

Während des dichten Vorbeiflugs Cassinis am Neujahrstag des Jahres 2005 gelangen einige sehr schöne Aufnahmen der Übergangsregion zwischen den hellen und dunklen Gebieten. Sie zeigen, daß der Übergang nicht plötzlich, sondern über eine schmale, fleckige Zwischenzone erfolgt. Die Verteilung der Flecken scheint auch mehr mit der Hypothese zu koinzidieren, daß es sich bei dem dunklen Material um in Bewegungsrichtung aufgesammelten Staub handelt.



Eine regelrechte Überraschung war die Entdeckung eines mondumspannenden Höhenrückens, der sich fast am Äquator als Wulst um den ganzen Mond legt. Er erreicht eine Höhe von 18 bis 20 km und ist nur wenige 100 km breit. Auch hier gibt es für seine Entstehung verschiedene Hypothesen. Die Bandbreite reicht dabei von „abgestürzter Ring“ bis hin zum „Herausquellen von Eis“ entlang eines den gesamten Mond teilenden Risses.

Daten

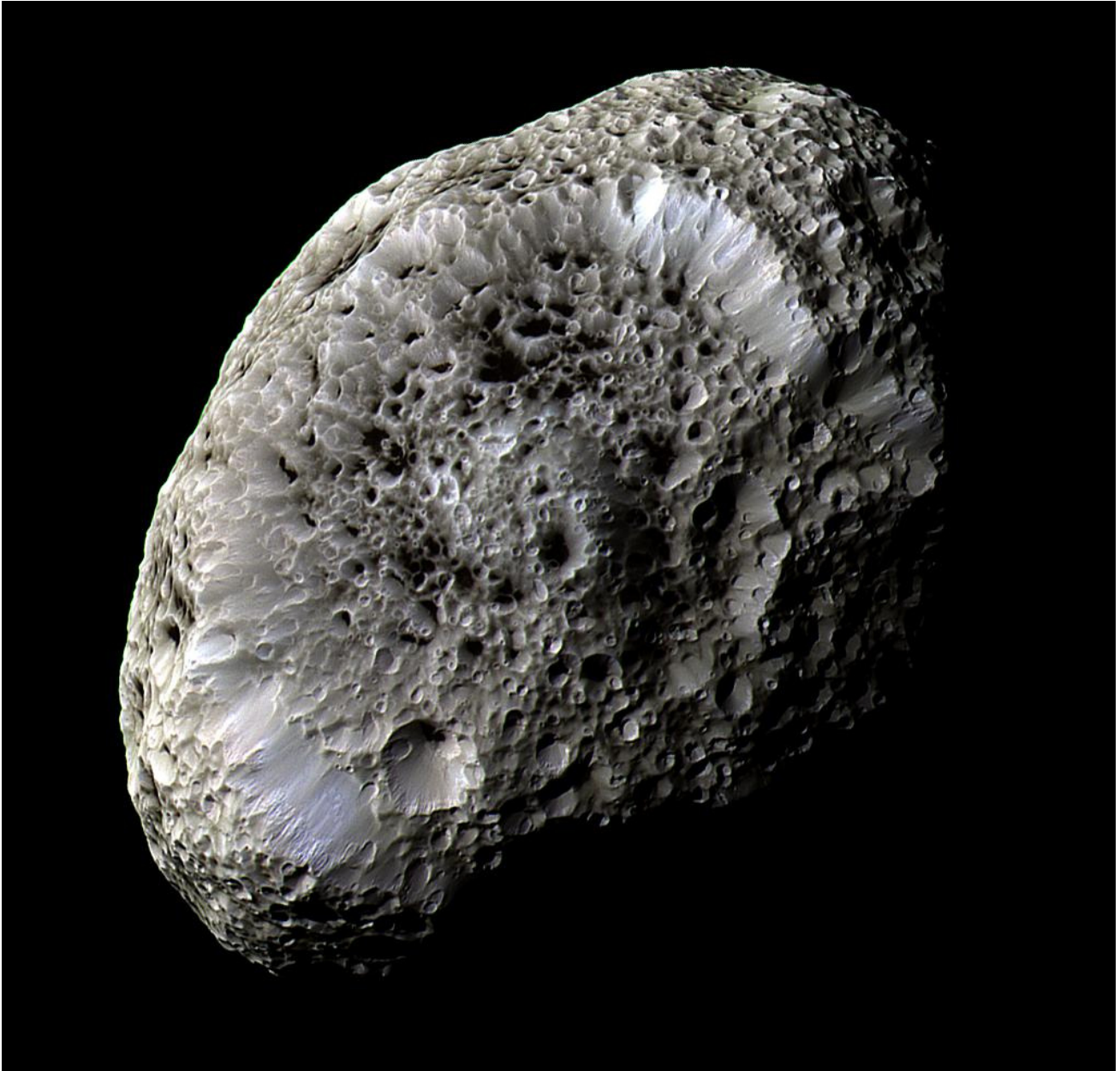
| BAHNPARAMETER | |
|--|---------|
| Mittlerer Bahnradius (km) | 3561300 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 79.33 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 3.26 |
| Bahnneigung (Grad) | 7.52 |
| Numerische Exzentrizität | 0.02828 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 79.33 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{21} kg) | 1.6 |
| Mittlerer Radius (km) | 718 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1270 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 0.255 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 0.606 |





Übergang von der hellen zur dunklen Region Iapetus (Cassini)

Hyperion



Dieser kleine und etwas unregelmäßig geformte Mond (Durchmesser 360x280x225 km) fällt in erster Linie durch sein Rotationsverhalten auf. Wie man seit einiger Zeit weiß, kann seine Rotationsachse in nichtvorhersagbarer (d.h. chaotischer) Weise jederzeit in eine neue Position kippen. Auf diese Weise taumelt er quasi auf seiner Bahn entlang, was aufgrund seiner unregelmäßigen Gestalt zu einem nichtperiodischen Lichtwechsel (mittlere scheinbare Helligkeit ca. 14^m) führt. Hyperion ist bis jetzt das einzige bekannte Objekt im Sonnensystem, daß dieses Verhalten zeigt und damit ein insbesondere für Himmelsmechaniker und Chaostheoretiker hoch interessantes Objekt. Man vermutet, daß auch andere irreguläre Monde dieses Verhalten besitzen. Ein Nachweis steht jedoch noch aus (2007). Das chaotische Verhalten dieses Saturnmondes kommt jedoch auch nicht von ungefähr. Hyperions exzentrische Bahn ($e=0.1230$) liegt in der Nähe der Titanbahn (Durchmesser 5150 km) und bildet mit ihr zusammen eine 3:4 -Resonanz.

Monde der Planeten des Sonnensystems

Wie die Aufnahmen der Cassini-Sonde zeigen, scheint Hyperion ein Bruchstück eines größeren Eiskörpers zu sein. Trotzdem er gemäß seiner geringen Dichte ein poröser Eiskörper ist, erscheint er dafür außergewöhnlich dunkel (Albedo 0.25). Er wird offensichtlich von einer dunklen Substanz (ähnlich wie Iapetus Cassini Regio), die sich besonders am Boden der Einschlagskrater absetzt, bedeckt. Man vermutet, daß sie sich im Laufe von Jahrmillionen nach und nach auf dem Mond niedergeschlagen hat und höchstens einige Meter dick ist. Auch in diesem Fall ist man sich (wie bei Iapetus) aufgrund der deutlich rötlicheren Färbung dieses „Überzugs“ nicht sicher, ob das abgelagerte Material von dem Mond Phoebe stammt oder nicht.

Hyperions Oberfläche hat eine außergewöhnliche Struktur, die man so sonst nirgends im Sonnensystem kennt. Er ist fast vollständig mit tiefen, konusförmigen Einschlagkratern bedeckt und ähnelt somit der Oberfläche eines Schwamms. Der Impakt ihnen hat einen Durchmesser von ca. 120 km und ist ca. 10 km tief.

Daten

| | |
|--|-------------|
| BAHNPARAMETER | |
| Mittlerer Bahnradius (km) | 1464100 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 21.28 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 5.0 |
| Bahnneigung (Grad) | 0.568 |
| Numerische Exzentrizität | 0.0175 |
| Sidereale Rotationsperiode | chaotisch |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{19} kg) | 1.08 |
| Durchmesser (km) | 360x280x225 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 544 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 0.041 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 0.101 |

Die irregulären Saturnmonde

Von der Vielzahl der irregulären Satelliten, die besonders den Außenbereich des Saturnsystems besiedeln, soll an dieser Stelle nur der Mond Phoebe etwas detaillierter behandelt werden. Er ist der Einzige dieser Klasse, der von der Cassini-Sonde bei deren Einflug in das Saturn-System genauer inspiziert werden konnte.

Phoebe



Als Beispiel für die irregulären äußeren Satelliten Saturns soll Phoebe dienen. Sie ist von den anderen irregulären Satelliten Saturns nur dadurch ausgezeichnet, weil sie am 11. Juni 2004 die Bahn von Cassini kreuzte und wir seitdem deshalb recht gut über ihr Aussehen Bescheid wissen.

Entdeckt wurde dieser recht kleine Mond (Durchmesser ca. 220 km) von WILLIAM H. PICKERING auf einer photographischen Platte, die 1898 mit einem 24 Zoll-Refraktor in Arequipa (Peru) aufgenommen wurde. Das Besondere war, daß dieser kleine Mond den Saturn in retrograder Richtung auf einer stark geneigten (175.3°) und exzentrischen Bahn ($e=0.1633$) umläuft. Die mittlere Entfernung beträgt dabei rund 12.9 Millionen Kilometer, womit er zu den äußersten bekannten Saturnmonden zählt.

Bis 2004 existierten von ihr nur drei Aufnahmen von Voyager 2, die aber nicht sehr viele Details zeigen. Das ist auch nicht verwunderlich, da Voyager sich dem Mond nur auf 2.2 Millionen Kilometer nähern konnte. Zumindest wußte man seitdem, daß es sich bei Phoebe um einen zwar runden, aber trotzdem leicht unregelmäßig geformten Himmelskörper handelt.

Monde der Planeten des Sonnensystems

Um so überraschender waren die ersten Fotos, die von Cassini auf der Erde eintrafen. Am 14. Juni 2004 schoß Cassini in nur 2068 km Entfernung an dem - wie wir seitdem wissen - Eisklumpen vorbei.

Phoebe besitzt eine Eigenrotation mit einer Periode von 9 Stunden und 16 Minuten. Auch das ist ein Hinweis - neben seiner ungewöhnlichen retrograden Bahn - daß er wahrscheinlich aus dem Kuiper-Gürtel stammt und irgendwann einmal vom Saturn eingefangen wurde.

Auf den Aufnahmen, die noch Objektdetails von der 14 Meter Größe zeigen, erkennt man sowohl sehr helle als auch sehr dunkle Gebiete. Danach scheint es so, als ob der Mond einen ausgedehnten Eismantel besitzt, der großflächig mit einem sehr dunklen, an manchen Stellen bis zu 300 m mächtigen Material, überdeckt ist. Dieses dunkle Material ist wahrscheinlich ein Gemisch aus Wassereis, vielleicht Trockeneis, wasserhaltigen Mineralien und Ablagerungen, die entfernt irdischen Tonen ähneln. In manchen der dunklen Flecken vermutet man auch organische Verbindungen, wie sie z.B. in Kometenkernen vorkommen.

Die mittlere Dichte von 1600 kg/m^3 bestätigt, daß dieser Mond zu einem großen Teil - aber nicht ganz - aus Wassereis besteht. Auf der Tagseite wurde eine Temperatur von ca. 110 K gemessen. Das Abkühlungsverhalten (Cassini konnte 2 komplette Rotationsperioden beobachten) deutet auf eine relativ poröse Oberflächenschicht hin.

Auf seiner mit Kratern aller Größen bedeckten Oberfläche findet man Gräben, rillenartige Strukturen und Strukturen, die wie Erdrutsche aussehen. Aus der Untersuchung der Kraterverteilung glaubt man schlußfolgern zu können, daß sich Phoebe in den letzten 4.5 Milliarden Jahren kaum mehr verändert hat.

Daten

| | |
|--|----------|
| BAHNPARAMETER | |
| Mittlerer Bahnradius (km) | 12952000 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 550.479 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 1.7 |
| Bahnneigung (Grad) | 175.3 |
| Numerische Exzentrizität | 0.163 |
| Sidereale Rotationsperiode | 9h 30m |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{18} kg) | 4.0 |
| Mittlerer Radius (km) | 110 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1630 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 0.039 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 0.093 |

Die Monde der Großplaneten Uranus und Neptun

Mit Uranus und Neptun gelangen wir in die äußeren Gefilde des Sonnensystems.

Miranda



Miranda wurde 1948 von dem aus Holland stammenden amerikanischen Astronomen GERARD P. KUIPER (1905-1973) auf teleskopischen Aufnahmen des Uranus entdeckt. Er benannte diesen kleinen Mond traditionsgemäß nach der Tochter des Magisters Prospero in Shakespeare's Theaterstück „Sturm“ („*The Tempest*“). Aufnahmen von ihrer vielgestaltigen und sonderbaren Oberfläche gelangen

Monde der Planeten des Sonnensystems

bei dem spektakulären Flug von Voyager 2 durch das Uranus-System zu Anfang des Jahres 1986. Dem umfangreichen Datenmaterial, welches Voyager 2 bei diesem Vorbeiflug zur Erde übermittelt hat, verdanken wir den größten Teil unserer Kenntnisse über diesen kleinen Mond (Durchmesser ~ 472 km), der in knapp 130000 km Abstand seine Bahn um Uranus zieht. Die geringe Dichte von 1200 kg/m^3 weist darauf hin, daß er zu einem großen Teil aus Wassereis mit einem kleineren Anteil an Silikaten bestehen muß. Die Fotos, die beim Vorbeiflug von Voyager 2 von der von der Sonne beleuchteten Seite aufgenommen wurden (Südhälfte), sind in der Tat außergewöhnlich. Man erkennt darauf mit Kratern übersäte höherliegende Gebiete sowie dunklere, tiefer liegende Bereiche, die einen eigenartigen Aufbau haben und durch ein durch parallel nebeneinander liegenden Furchen dominiertes Aussehen auffallen. Sie bilden drei bandartige Bereiche, die als Coronae bezeichnet werden („Inverness Corona“, „Arden Corona“, „Elsinore Corona“). Wie sie sich auf der Nordhälfte des Mondes fortsetzen, ist unbekannt, da von diesem Teil keine Fotografien existieren.

Coronae haben eine Größe von 100 - 300 km. Ihre Zentralregion besteht aus chaotischen kantenartigen Strukturen, die von einer schwer zu beschreibenden Zone von konzentrischen Verwerfungen und Brüchen (mit z.T. sehr steilen Abbruchkanten) umgeben sind. Die Täler, die teilweise über 100 km langen Höhenrücken (Scarps) trennen, erreichen dabei eine Tiefe von 10 bis 15 km, an manchen Stellen sogar 20 km. Schon auf dem ersten Blick sieht man, daß diese beiden Landschaftsformen irgendwie nicht zueinander passen. Außerdem fällt auf, daß sie aufgrund ihrer deutlich verschiedenen Impaktdichte auch ein völlig unterschiedliches Alter haben müssen. Man hat verschiedene Hypothesen entwickelt um zu erklären, wie diese Strukturen wohl entstanden sein mögen. Zuerst hatte man angenommen, daß durch ein katastrophales Ereignis (Meteoritenimpakt) der Mond in mehrere Teile zerbrochen ist und sich danach wieder durch den Einfang der dabei entstandenen Bruchstücke reorganisiert hat. Andererseits sind die Strukturmerkmale Mirandas am ehesten noch mit der Oberfläche des bedeutend größeren Ganymeds im Jupitersystem vergleichbar, was eher für Kryovulkanismus spricht. Aus Gründen, die im Einzelnen noch nicht verstanden sind, müssen danach in der Vergangenheit diapirartig wärmere Eismassen aufgestiegen sein und dabei Teile der Oberfläche erneuert haben. Der Druck der aufsteigenden Eismassen führte dann zu Brüchen und Verwerfungen, die man heute auf Mirandas Oberfläche sehen kann. Dazu kam es zu lokal nachweisbaren Austritten von Laven aus einem Ammoniak-Eisgemisch, welche bis zu 2 km hohen Bergrücken formten. Das große Rätsel ist, woher der kleine Mond die dafür notwendige Energie genommen hat. Eine Erklärung könnten z.B. Dichteanomalien im Inneren sein, welche eine ehemals vorhandene Mantelkonvektion verändert haben. Eine Vorstellung ist, daß bei der Entstehung des Mondes größere silikatische Massen in den Eiskörper mit eingelagert wurden. Wenn diese dann gravitativ bedingt in Richtung Zentrum sinken, können Gebiete geringerer Dichte entstehen, die in Form von Manteldiapiren aufsteigen und - wenn sie die Oberfläche erreichen - die beobachteten Coronae bilden. Gezeitenkräfte, die zwischen Miranda und Uranus wirkten, könnten dabei genauso wie in den Silikaten eingelagerte radioaktive Elemente unterstützend gewirkt haben. Modellrechnungen, welche die Bruch- und Zugfestigkeit von Eis berücksichtigen, favorisieren eindeutig die Theorie, daß aufsteigende wärmere Eismassen die Coronae Mirandas formten. Trotzdem bleibt es überraschend, daß ein so kleiner Mond in seiner Geschichte einmal großflächig kryovulkanisch aktiv war.

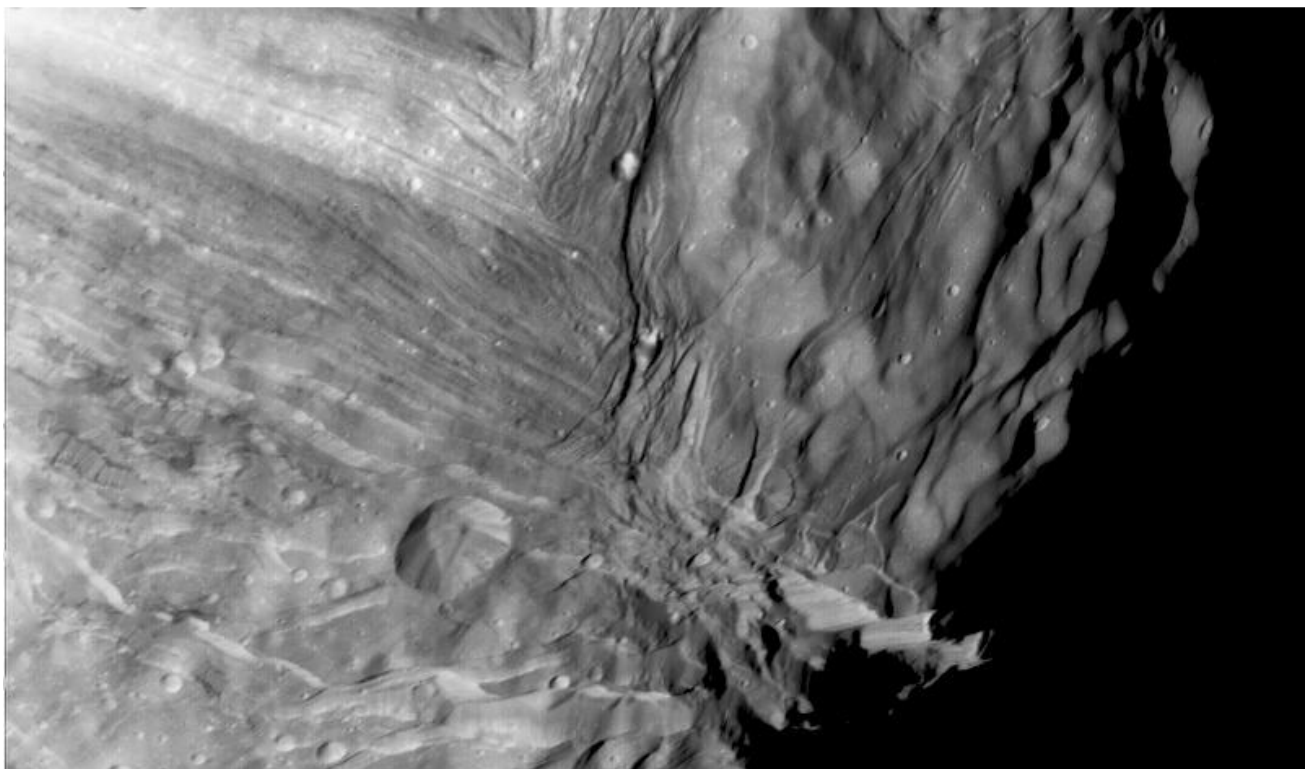
Daten

BAHNPARAMETER

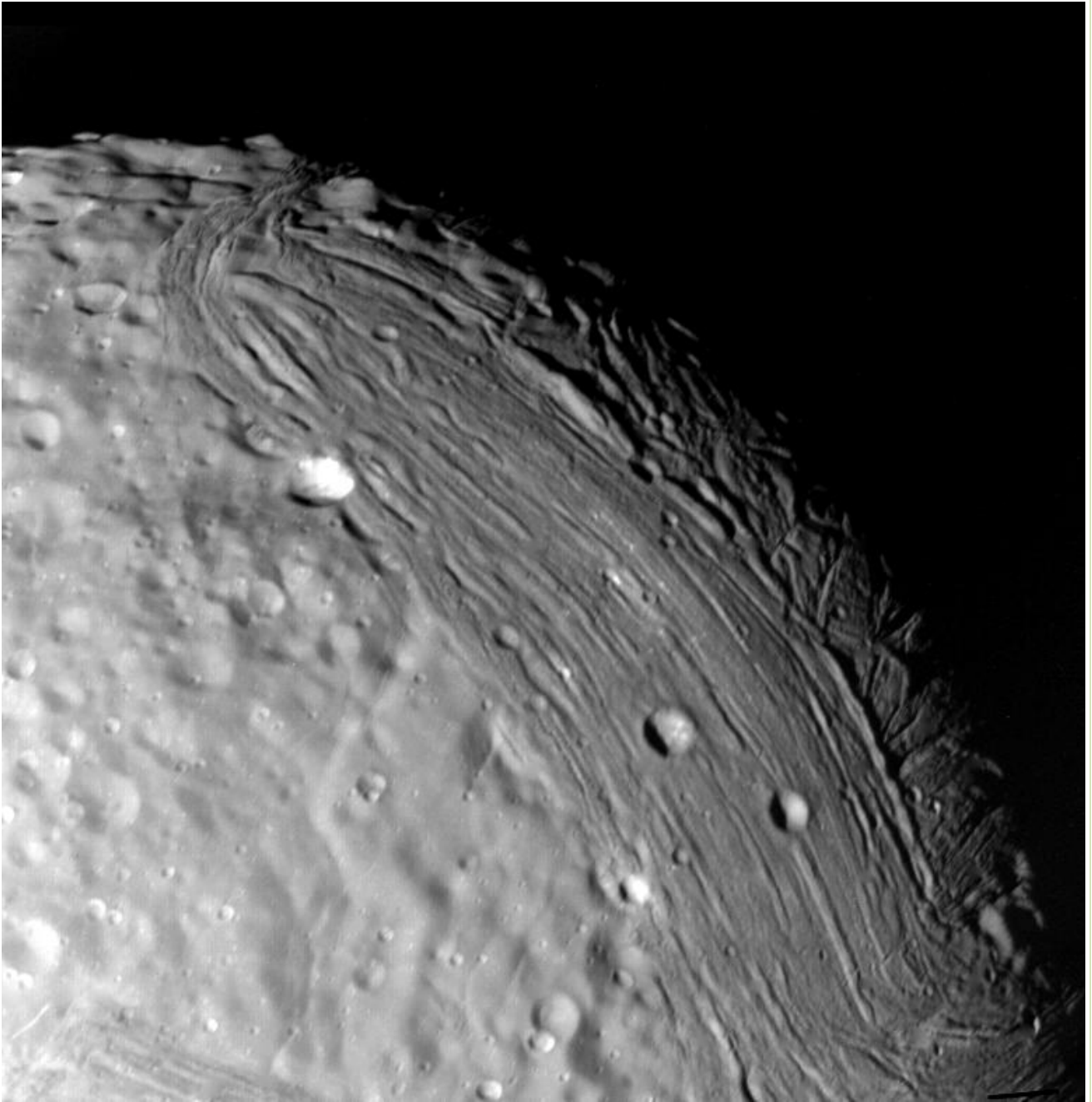
| | |
|-------------------------------------|--------|
| Mittlerer Bahnradius (km) | 129872 |
| Umlaufszeit (siderisch) in Tagen | 1.4135 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 6.68 |
| Bahnneigung (Grad) | 4.338 |
| Numerische Exzentrizität | 0.0013 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 1.4135 |

MONDPARAMETER

| | |
|--|-------|
| Masse (10^{19} kg) | 6.59 |
| Mittlerer Radius (km) | 235.8 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1200 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 0.079 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 0.2 |

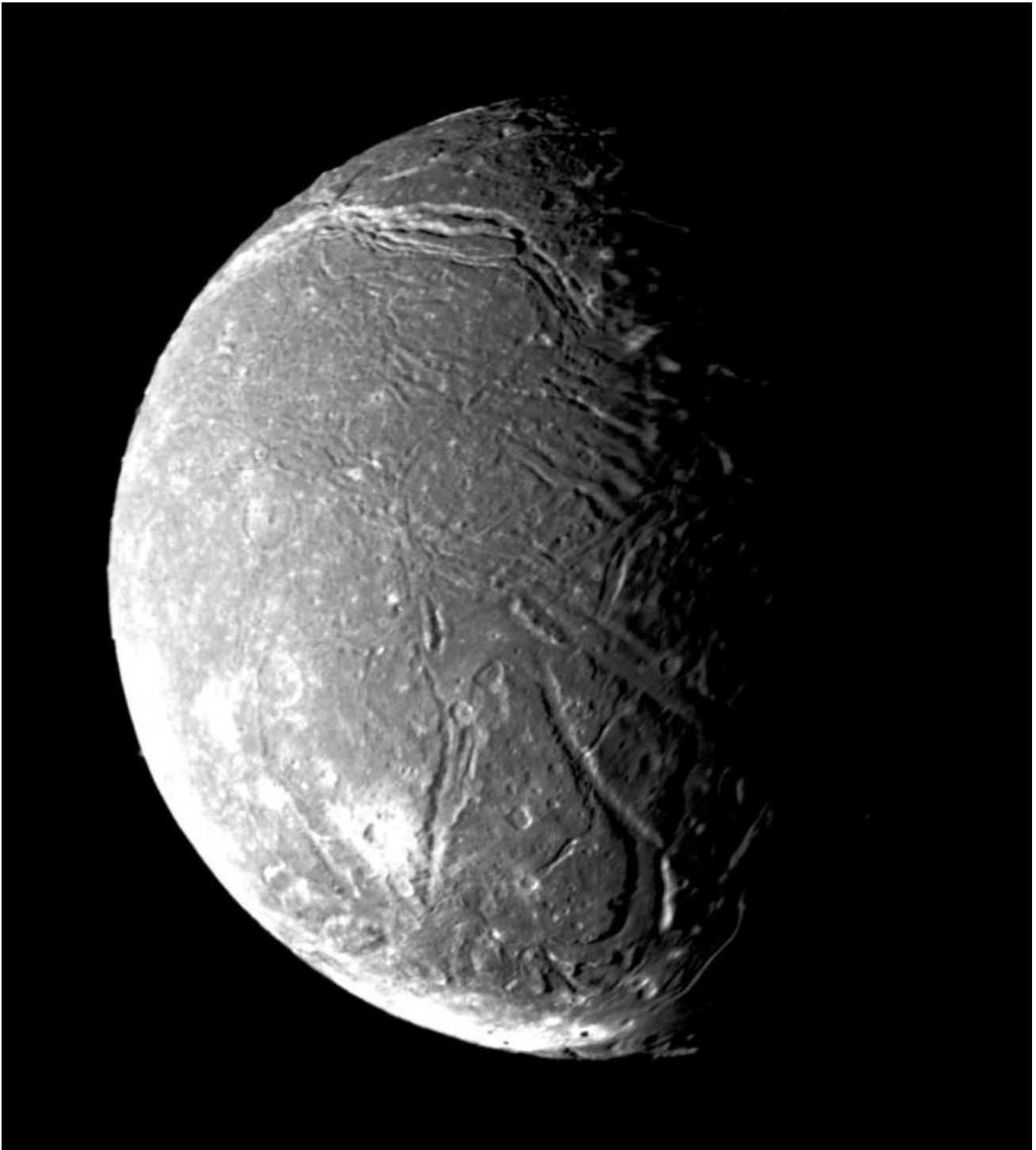


Diese Aufnahme zeigt Details von ca. 600 m Größe von einer Gegend, die „Chevron“ genannt wird.



Bandartige Strukturen, in denen einmal Eis geflossen sein muß, sind die auffälligsten und rätselhaftesten Oberflächenstrukturen auf Miranda (Voyager 2)

Ariel



Die Oberfläche von Ariel zeigt viele Krater sowie sehr lange und breite grabenartige Strukturen, die auf eistektonische Vorgänge in der Frühgeschichte des Mondes hinweisen. Sie erreichen vereinzelt eine Tiefe von bis zu 10 km. Ihre Entstehung wird mit dem Ausfrieren des in fernster Vergangenheit einmal aus flüssigen Wasser bestehenden Himmelskörpers in Zusammenhang gebracht. Aber auch spätere Einwirkungen von flüssigen Stoffen (Methan?) können nicht ausgeschlossen werden.

Monde der Planeten des Sonnensystems

Der etwas unregelmäßig geformte Uranusmond (1162 x 1156 x 1155 km) besteht zu 70% aus Eis und zu 30% aus Silikaten. Seine mittlere Oberflächentemperatur liegt bei -193°C .

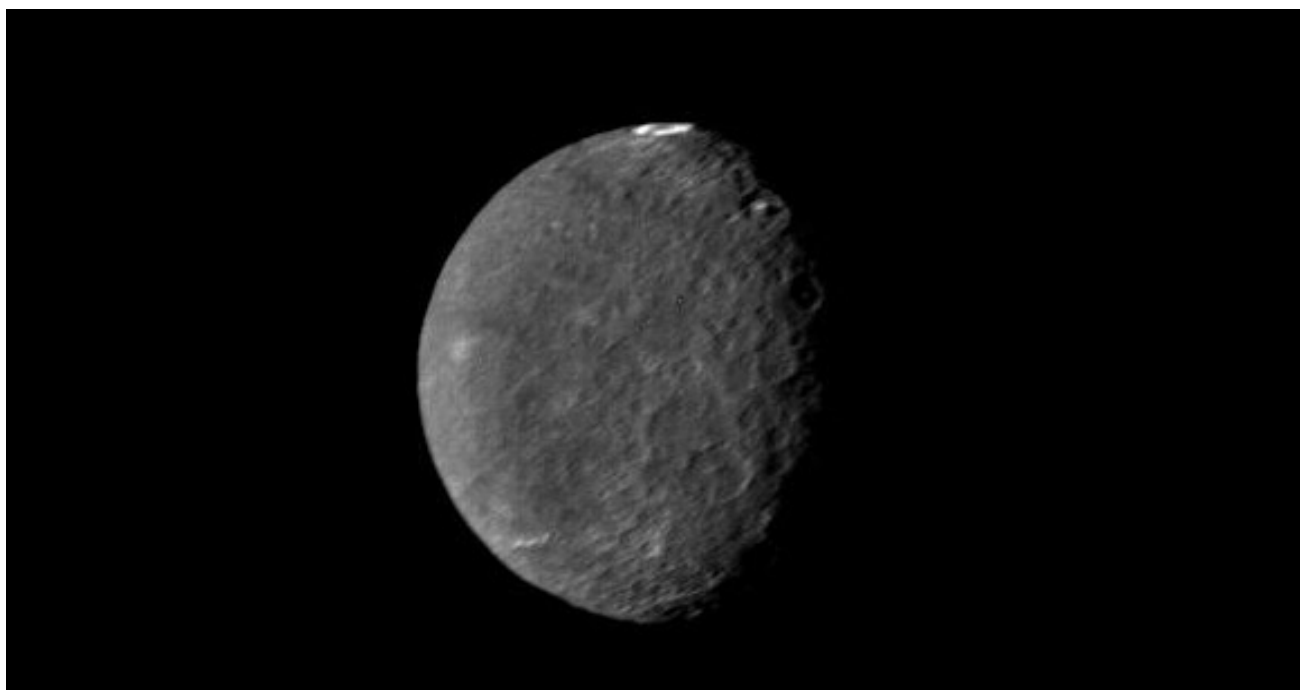
Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Bahn Ariel vor 3.8 Milliarden Jahre in einer 4:1 -Resonanz mit der Bahn Titanias gestanden hat. Aufgrund von Resonanzerscheinungen ist er dabei in eine chaotische Zone geraten und von dort über Zwischenstufen in seine neue, stabile Bahn gelangt (W.C.TITTEMORE, 1990). Die Wärmeerzeugung aufgrund der in dieser Phase intensivierten Gezeitenkräfte sollten im Zusammenspiel mit der radiogenischen Erwärmung und Erwärmung durch gravitative Entmischungsprozesse ausgereicht haben, den Mond aufzuschmelzen. Auf diese Weise lässt sich das Resurfacing seiner Oberfläche erklären.

Ariel ähnelt auffallend dem um ungefähr 1/3 größeren Mond Titania. Spektroskopische Untersuchungen konnten bis dato noch keinen Hinweis darauf erbringen, daß es auf seiner Oberfläche Ablagerungen der unter Hausfrauen sehr bekannten Substanz „Ariel Ultra“ gibt ...

Daten

| | |
|--|--------|
| BAHNPARAMETER | |
| Mittlerer Bahnradius (km) | 190900 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 2.52 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 5.51 |
| Bahnneigung (Grad) | 0.041 |
| Numerische Exzentrizität | 0.0012 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 2.52 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{21} kg) | 1.35 |
| Mittlerer Radius (km) | 579 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1670 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 0.27 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 0.56 |

Umbriel



Umbriel wurde zusammen mit Ariel 1851 von dem britischen Amateurastronomen WILLIAM LASSELL (1799-1880) entdeckt, der sich ein Metallspiegelteleskop von 61 cm Öffnung gebaut hatte. Seine sehr dunkle Oberfläche ist vollständig mit Kratern unterschiedlicher Größe bedeckt. Gerätselt wird noch, was der helle Streifen am oberen Rand des Mondes eigentlich ist.

Daten

| | |
|--|--------|
| BAHNPARAMETER | |
| Mittlerer Bahnradius (km) | 266300 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 4.144 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 4.67 |
| Bahnneigung (Grad) | 0.128 |
| Numerische Exzentrizität | 0.004 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 4.144 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{21} kg) | 1.17 |
| Mittlerer Radius (km) | 584.7 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1400 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 0.23 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 0.5 |

Oberon



Oberons Oberfläche ist mit vielen Kratern bedeckt. Einige erscheinen sehr hell und sind mit strahlenartigen Strukturen, die aus Auswurfmaterial bestehen, umgeben. Auf der Südhalbkugel findet man eine größere Anzahl von Verwerfungen.

Oberon ist in seiner Beschaffenheit in etwa mit Umbriel vergleichbar.

Daten

| BAHNPARAMETER | |
|--|---------|
| Mittlerer Bahnradius (km) | 583519 |
| Umlaufszeit (siderisch) in Tagen | 13.4632 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 3.15 |
| Bahnneigung (Grad) | 0.068 |
| Numerische Exzentrizität | 0.0016 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 13.4632 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{21} kg) | 3.01 |
| Mittlerer Radius (km) | 761.4 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1630 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 0.346 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 0.7 |

Titania



Titania ähnelt in seiner Oberflächenbeschaffenheit sehr stark Ariel. Auch hier findet man neben einer verkrateren Oberfläche zusammenhängende Talstrukturen, die z.T. untereinander verbunden sind. Titania wurde zusammen mit Oberon von WILHELM HERSCHEL (1738-1822) im Jahre 1787 entdeckt.

Daten

| | |
|--|--------|
| BAHNPARAMETER | |
| Mittlerer Bahnradius (km) | 463300 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 8.706 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 3.87 |
| Bahnneigung (Grad) | 0.08 |
| Numerische Exzentrizität | 0.0017 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 8.706 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{21} kg) | 3.526 |
| Mittlerer Radius (km) | 788.9 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1710 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 0.378 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 0.8 |

Neptunmonde

Proteus

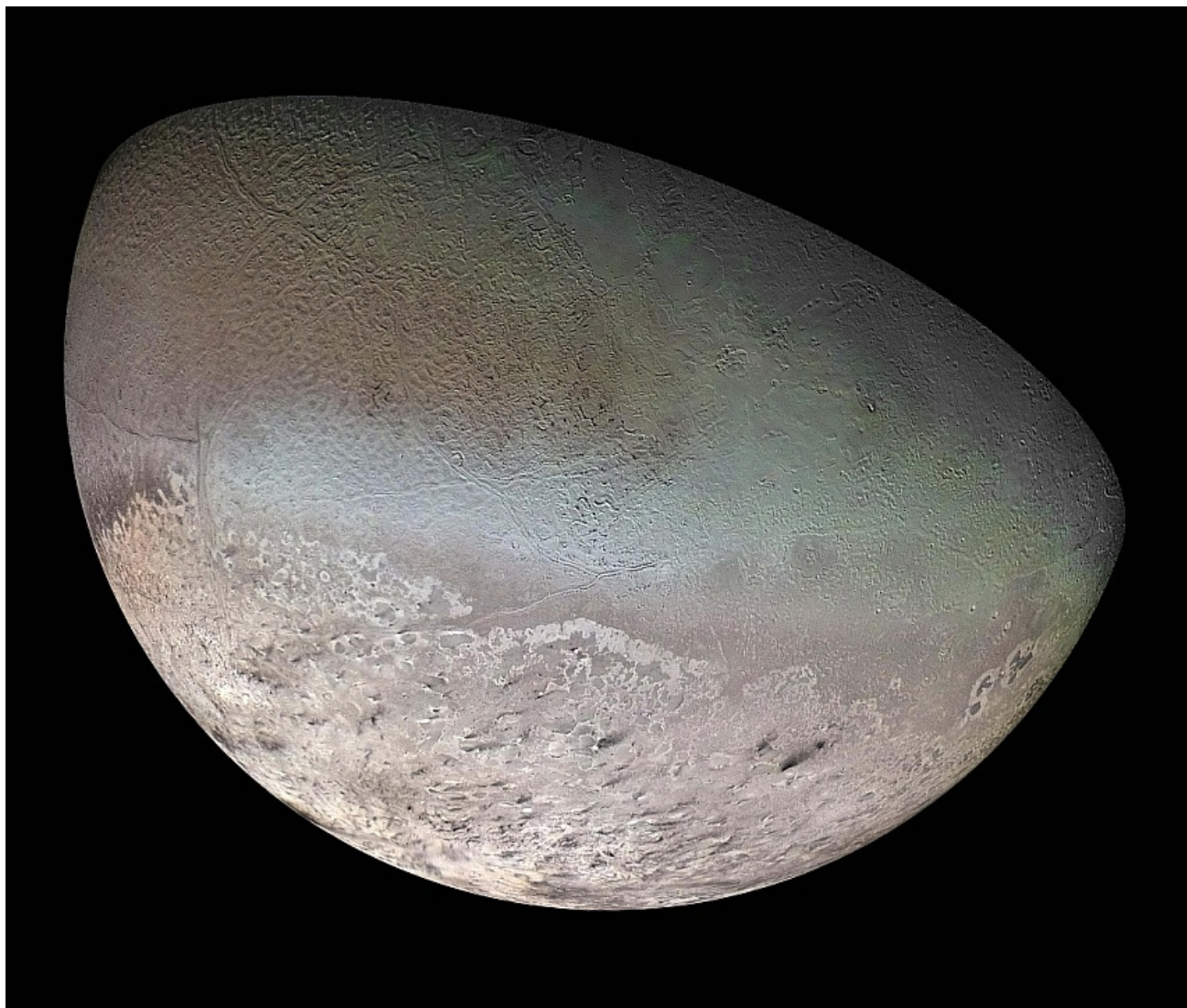


Proteus ist der zweitgrößte und der sechste der Monde des Neptuns. Es ist aber nicht viel über den Mond bekannt. Die Umriss des Mondes sind unregelmäßig. Die Oberfläche des Mondes erscheint sehr dunkel, so daß er erst von der vorbeifliegenden Raumsonde Voyager 2 entdeckt wurde. Proteus bewegt sich in einer mittleren Entfernung von 117600 km in 1.121 Tagen um Neptun. Sein Durchmesser beträgt 416 km.

Daten

| | |
|--|-------------|
| BAHNPARAMETER | |
| Mittlerer Bahnradius (km) | 117647 |
| Umlaufzeit (siderisch) in Tagen | 1.1223 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 7.62 |
| Bahnneigung (Grad) | 0.039 |
| Numerische Exzentrizität | 0.0005 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 1.1223 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{19} kg) | 5 |
| Durchmesser (km) | 436x416x402 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 1300 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 0.075 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 0.18 |

Triton



Der größte Mond im Neptunsystem ist – um es einmal gelassen auszudrücken – ziemlich merkwürdig. Voyager 2 konnte sich ihn 1989 bei seiner Neptun-Passage bis auf 39800 km nähern und eine ganze Anzahl z.T. hochaufgelöster Bilder seiner Oberfläche zur Erde senden. Diese Bilder zeigen eine Oberflächentextur, wie man sie bis dahin weder im Jupiter- noch im Saturnsystem gesehen hat. Man kann sie nur schwer beschreiben. Die Seite, die Voyager zu Gesicht bekam, besteht aus einem etwas hellerem Gebiet, das sich auffällig von einer etwas dunkleren, marmorierten und von einzelnen Rißstrukturen durchsetzten Landschaft unterscheidet (man nennt es nach dem Aussehen der Außenhaut einer Melonenart „cantaloupe terrain“). Die unerwartet geringe Kraterdichte weist darauf hin, daß die Oberfläche Tritons relativ jung sein muß. Der größte Impaktkrater, den man auf den Voyager-Aufnahmen identifizieren konnte, erreicht gerade einmal einen Durchmesser von 27 km. Er wird nach einem in Tansania verehrten mystischen Fisch „Mazomba“ genannt.

Alle anderen morphologischen Merkmale seiner Oberfläche deuten auf einen intensiven Kryovulkanismus hin, der heute noch andauert. Man findet flache Ebenen, einige bis zu 100 km große Depressionen sowie irgendwie „runzelig“ aussehende Geländetypen. Das „marmorierte“ Gebiet fällt

schon wegen seiner eigenartigen Färbung auf, die man als leicht pink bis weißbläulich beschreiben kann - mit einem leicht metallischen Touch. Man vermutet, daß für diese Färbung chemische Prozesse verantwortlich sind, bei denen das eisartige Material der Oberfläche (gefrorenes Wasser, Stickstoff, Methan und Kohlenmonoxid) unter der Einwirkung der solaren UV-Strahlung sowie der verschiedenen Komponenten der kosmischen Strahlung in komplexe organische Spurenstoffe umgewandelt wurde. Schaut man sich dieses „cantaloupe terrain“ etwas genauer an, dann erkennt man ein unübersichtliches Gewirr von Gruben („cavi“ genannt, ungefähr 20 bis 30 km groß), Vertiefungen, Wällen und Tälern, die z.T. von langen Rissen durchzogen werden, die entfernt an die dünnen Eisrisse des Jupitermondes Europa erinnern. Die genannten Strukturen dürften dabei überwiegend aus Wassereis bestehen, da festes Methan und fester Stickstoff einfach zu weich ist, um derartige Formationen auszubilden.

Triton ist wahrscheinlich eines der kältesten Orte im gesamten Sonnensystem. Seine Oberflächentemperatur erreicht lediglich 38 K, da er durch sein großes Rückstrahlungsvermögen von ca. 0.7 nur wenig von dem in Neptun-Entfernung bereits äußerst spärlichen Sonnenlicht absorbieren kann. Das erklärt auch, warum auf der Oberfläche dieses Himmelskörpers Stickstoff, Methan und Kohlenmonoxid nur im festen Zustand auftreten kann. Um so überraschender war es, als man auf den Voyager-Aufnahmen eindeutige Hinweise auf vulkanische Aktivitäten gefunden hat. Es handelt sich dabei um längliche, kometenförmige dunkle Flecken auf der hellen Seite des Mondes. Sie entstehen, wenn geysirartig Gas – bei diesen niedrigen Temperaturen offensichtlich Stickstoff – aus Spalten in der Eiskruste mit hoher Geschwindigkeit abgeblasen wird. Dabei wird dunkles Material mitgerissen und in der Umgebung abgelagert. Daß dabei keine ringförmigen Strukturen wie auf Io entstehen liegt daran, daß Triton eine, wenn auch sehr dünne ($P \sim 14 \mu$ Bar), Stickstoff-Atmosphäre (mit etwas Methan) besitzt, deren Strömung das austretende und mit Verunreinigungen durchsetzte Gas in Windrichtung verfrachtet. Eine Stickstofferuption erreicht auf Triton Höhen bis zu 8000 m und die Driftfahnen sind bis in eine Entfernung von 150 km vom Eruptionsort auszumachen. Man vermutet, daß es in ca. 10 m Tiefe im Eis eingelagerte Stickstoffschmelzen gibt, die bereits bei einer Temperatur von 50 K unter enormer Volumenvergrößerung in den gasförmigen Zustand übergehen. Durch was eine dafür notwendige plötzliche Temperaturerhöhung verursacht wird, ist noch weitgehend spekulativ. Möglich wären z.B. langsam aufsteigende Wasser/Eis-Intrusionen, die Wärme aus dem Mondinneren nach oben transportieren. Diese Wärme entsteht z.B. beim radioaktiven Zerfall von entsprechenden Elementen im Gesteinskern von Triton. Eine andere Theorie geht davon aus, daß Sonnenlicht eine weitgehend transparente Schicht aus Stickstoffeis durchdringt und durch Absorption eine darunter liegende dunkle Schicht erwärmt (Treibhauseffekt).

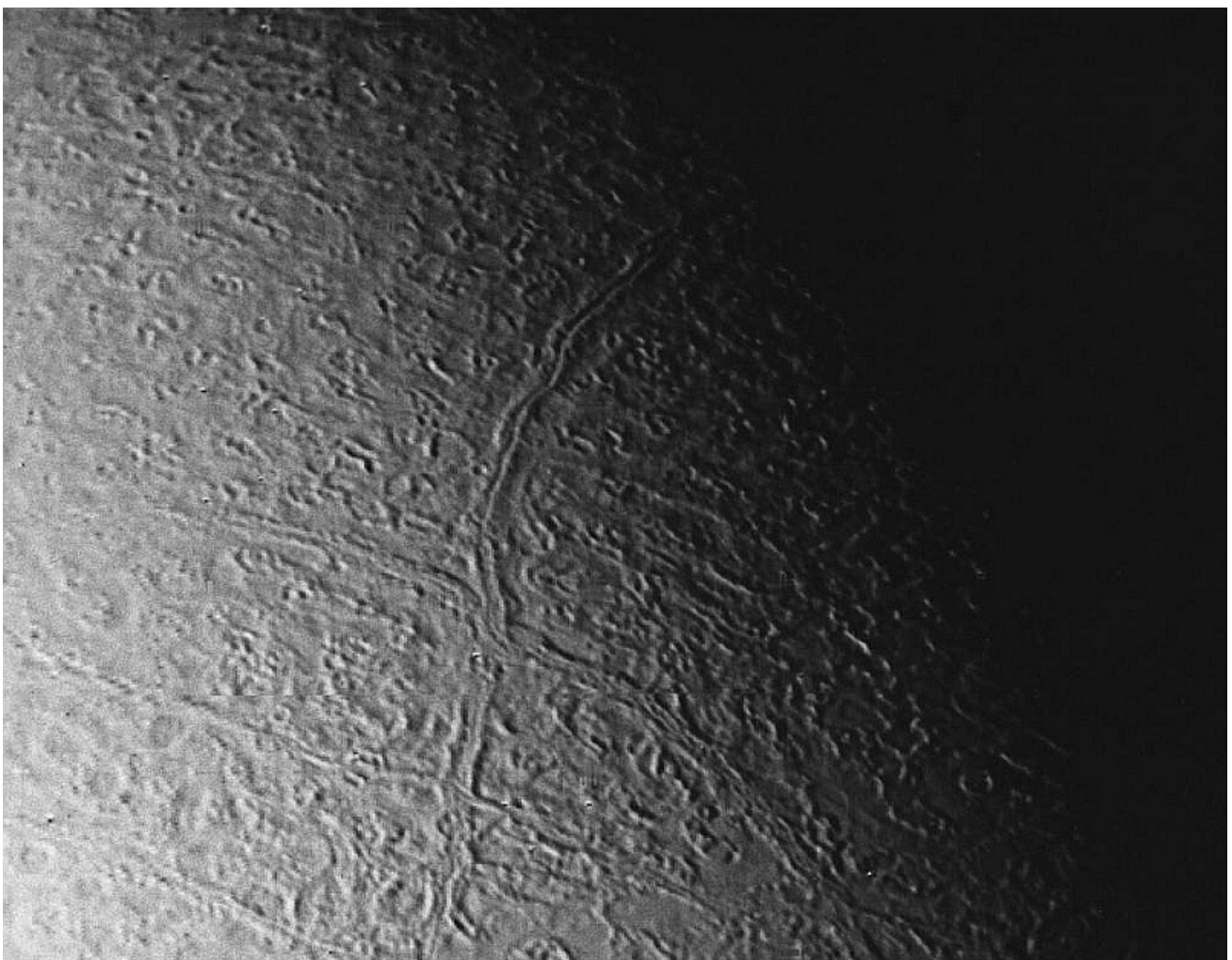
Durch den Vergleich von mehreren Aufnahmen konnten auf Triton sogar zwei Geysire identifiziert werden, die während des Voyager 2 –Vorbeiflugs gerade aktiv waren.

Es wurde bereits erwähnt, das Triton eine Atmosphäre besitzt. Erste Anzeichen dafür wurden von der Erde aus spektroskopisch gefunden. Das betrifft insbesondere den Nachweis von Methan im infraroten Spektralbereich bei einer Wellenlänge von 2.3μ m. Heute weiß man, das ihr Hauptbestandteil molekularer Stickstoff ist, in dem in geringen Mengen Methan und wahrscheinlich noch ein paar andere Gase enthalten sind. Der Oberflächendruck erreicht einen Wert von etwa 14μ Bar was ungefähr dem entspricht, was man erwartet, wenn der Dampfdruck des Gases mit dem Eis (Stickstoff, Methan) der Oberfläche im Gleichgewicht steht. Informationen über den vertikalen Aufbau hat man sowohl aus den Meßdaten von Voyager 2 als auch aus diversen Sternbedeckungen abgeleitet. Danach nimmt die Temperatur bis in ca. 8 km Höhe kontinuierlich ab (dort befindet sich die Tropopause) um

danach beim Übergang der Troposphäre in die Exosphäre wieder zuzunehmen. Die Aufheizung der Exosphäre ($T \sim 100$ K zwischen 450 und 700 km Höhe) erfolgt dabei in erster Linie durch UV-Absorption von Sonnenlicht. Es ist ziemlich sicher, daß die atmosphärischen Bedingungen Tritons starken jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen sind, was natürlich auch Auswirkungen auf die großräumige Zirkulation hat. Daß es Windsysteme geben muß, zeigen ja schon die „Rauchfahnen“ der Stickstoff-Geysire. Horizontal werden dabei Windgeschwindigkeiten von wenigen Metern pro Sekunde erreicht.

In ca. 13 km Höhe konnte auf den Voyager-Aufnahmen eine dünne Schicht aus photochemischen Smog ausgemacht werden. Bei den Molekülen, die in dieser Schicht eingelagert sind, handelt es sich wahrscheinlich um organische Verbindungen wie Cyanid (HCN) und Äthan (C_2H_6).

Das Triton bei einem Durchmesser von nur 2706 km überhaupt eine Gashülle halten kann, liegt genauso wie bei Titan an seiner außergewöhnlich tiefen Oberflächentemperatur.



Detailaufnahme der Triton-Oberfläche. Aufgrund einer Oberflächenstruktur, die der der Schale einer Netzmelone ähnelt, erhielt diese eigentümliche Eislandschaft den Namen „cantaloupe terrain“.

Triton ist nach Meinung der Planetologen eindeutig ein von Neptun eingefangener Körper aus dem Kuiper-Gürtel und damit mit dem Zwergplaneten Pluto und seinem großen Mond Charon vergleichbar.

Monde der Planeten des Sonnensystems

Das wichtigste und eindeutigste Indiz dafür ist jedoch seine Bahn um Neptun. Schon WILLIAM LASSELL (1799-1880), der den Mond am 10. Oktober 1846 entdeckte, fiel auf, daß er sich retrograd um den Planeten bewegt. Für einen Umlauf benötigt er 5.9 Tage was zugleich auch seine Rotationsperiode ist (d.h. er führt eine gebundene Rotation aus). Die Bahnexzentrizität liegt innerhalb der Meßgenauigkeit bei Null. Die Bahn Tritons ist demnach völlig kreisförmig. Das bedeutet aber nicht, daß sie schon immer diese Form hatte. Gezeiteneffekte können über Millionen und Milliarden von Jahren sehr effektiv ehemals elliptische Bahnen in nahezu kreisförmige umwandeln. Solange die Bahn Tritons eine merkliche Exzentrizität hatte (z.B. während der ersten Milliarde Jahre nach seinem Einfang), haben Gezeitenkräfte ihn soweit aufgeheizt, daß er im Innern flüssig blieb und aus Spalten austretende (Wasser-) Lava seine Oberfläche überformen konnte.

Für die Einfang-Theorie spricht auch die Lage seiner Rotationsachse. Sie ist um 157° in bezug auf die Rotationsachse von Neptun geneigt wobei letztere selbst wiederum um 30° zur Bahnebene geneigt ist. Das führt zu einem jahreszeitlichen Regime, bei dem abwechselnd die Äquatorregionen und die Pole zur Sonne zeigen.

Triton wurde seit seiner Entdeckung durch LASSELL einfach als „Neptunmond“ bezeichnet und offensichtlich hat sich niemand daran gestört. Erst 1908 hat sich dann angeblich einer bequemt, ihm doch noch einen „richtigen“ Namen zu geben (CAMILLE FLAMMARION, 1842-1925). Und nichts war naheliegender als Triton, Sohn des Poseidon (=Neptun) und der Amphitrite. Herakles hatte nach HESIOD das Vergnügen (oder auch nicht) auf seinem Weg zu den Hesperiden mit ihm kämpfen zu müssen. Dabei ist ihm sicherlich aufgefallen, daß Triton brustabwärts wie eine Nixe aussah...

Daten

| | |
|--|---------|
| BAHNPARAMETER | |
| Mittlerer Bahnradius (km) | 354760 |
| Umlaufszeit (siderisch) in Tagen | 5.877 |
| Mittlere Bahngeschwindigkeit (km/s) | 4.39 |
| Bahnneigung (Grad) | 156.834 |
| Numerische Exzentrizität | 0.0 |
| Sidereale Rotationsperiode in Tagen | 5.877 |
| MONDPARAMETER | |
| Masse (10^{22} kg) | 2.147 |
| Mittlerer Radius (km) | 1353.5 |
| Mittlere Dichte (kg/m^3) | 2050 |
| Schwerebeschleunigung (m/s^2) | 0.78 |
| Entweichgeschwindigkeit (km/s) | 1.45 |



Literatur zum Thema

K. Lindner: **Taschenbuch der Astronomie**, Fachbuchverlag Leipzig, 1997

H. Bernhard, K.Lindner, M.Schukowski: **Wissensspeicher Astronomie**, Volk und Wissen 1995

A.Unsöld, B.Baschek: **Der neue Kosmos**, Springer-Verlag 2004

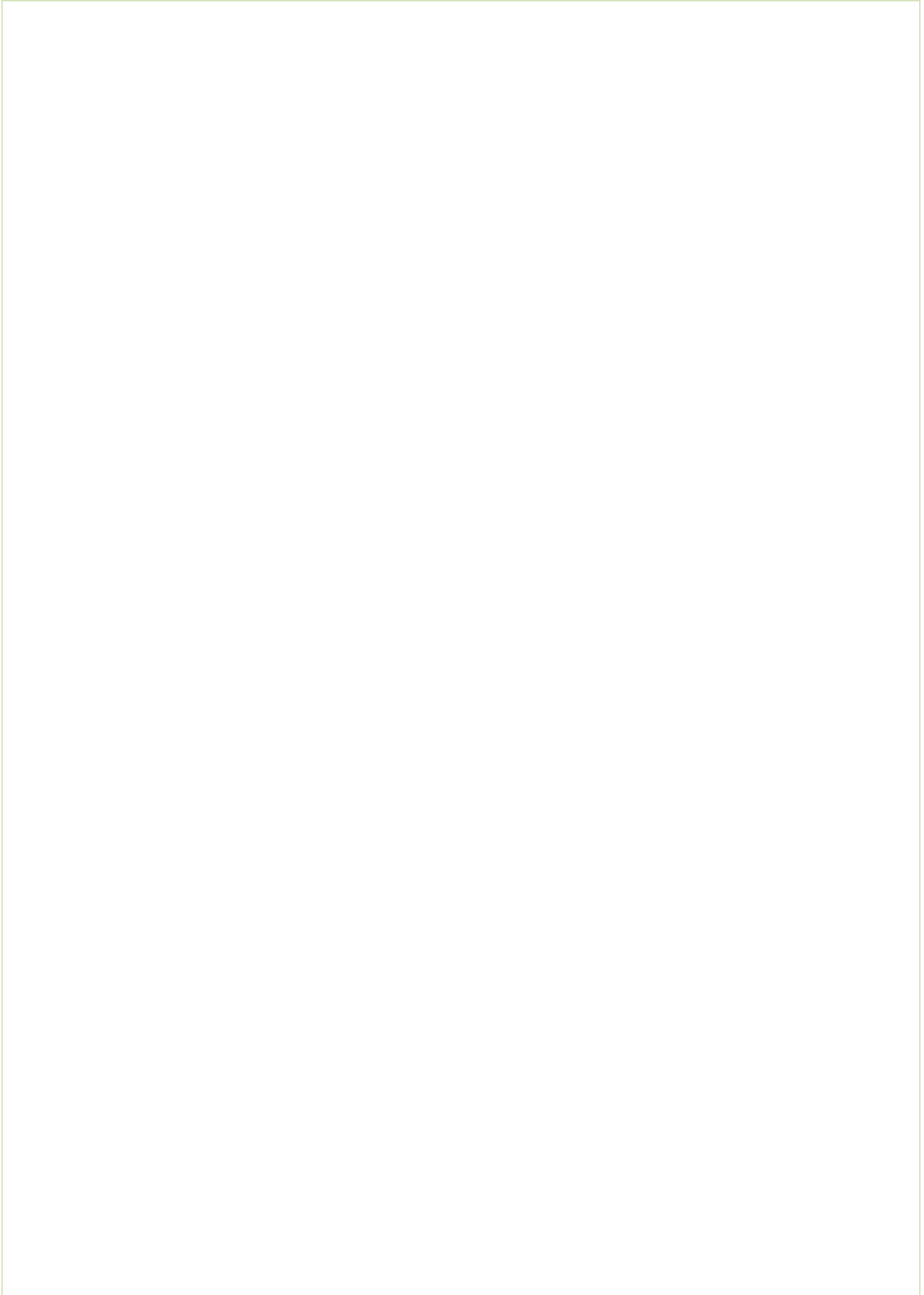
A.Weigert, H.J. Wendker: **Astronomie und Astrophysik**. Ein Grundkurs, Wiley-VCH 2004

H. Karttunen et.al.: **Fundamental Astronomy**, Springer-Verlag 2000

B.W. Jones: **Discovering the Solar System**, Wiley 2000

McBride, Gilmour: **Introduction to the Solar System**, Cambridge University Press 2004

McNab, Younger: **Die Planeten**, RM Buch- und Medienvertrieb 1999



A

Aepinus, Franz Uleich Theodor 17
Apollo-Missionen 17
Ariel, Uranusmond 116, 117, 118, 120

B

Bahn, chaotische Hyperion 108
Beben, Mond 22
Beer, Wilhelm Wolff 17
Bestrahlungsalter 20
Brown, Bob 39

C

Caloris-Becken, Merkur 68
Cameron 27
cantaloupe terrain, Triton 122
Cassen, Patrick M. 38, 40
Cassini, Giovanni D. 102
Cassini-Regio, Iapetus 105
cavi, Triton 123
Charon, Plutomonat 124
Chondrite, kohlige 34
Claudius, Mathias 16
Copernican 19
Coronae, Miranda 113

D

Daly 27
Darwin, George H. 26
Davis 27
Deimos, Marsmond 32, 33, 34, 35
Diapire 52
Dichotomie, Mond 20
Dione, Saturnmond 91, 93, 96, 97, 98
Domkrater, Mond 24, 30, 61, 63
Dynamoeffekt 62

E

Eisfontänen, Enceladus 93
Enceladus, Saturnmond 90, 91, 92, 93, 94, 97, 100, 102
Epimetheus, Saturnmond 9
Eratosthenian 18
Europa, Jupitermond 37, 38, 39, 50, 51, 52, 53, 55, 56, 57, 63, 66, 67, 91, 93, 104, 123

F

Fauth, Phillip 17
Flammarion, Camille 125
Flutbasalte 24
Friedrich, Caspar David 16

G

Galilei Regio, Ganymed 60
Galilei, Galileo 36
Galileischen Monde, Jupiter 37, 39, 53
Galileo Regio, Ganymed 61
Ganymed, Jupitermond 37, 38, 39, 50, 60, 61, 62, 63, 66, 67, 91, 93
Geysire, Io 44
Gezeiten 68
Gezeitenkraft 38
Gezeitenreibung 28, 51

H

Hall, Asaph 33
Hartmann, W.K. 27
Herschel, Friedrich Wilhelm 88, 90, 120
Herschel, J.F.W. 74
Hesiod 47, 125
Homer 33
Hoppa, Gregory 54
Huygens, C. 74
Hyperion, Saturnmond 108, 109

I

i Sola, J.C. 75
Iapetus, Saturnmond 104, 105, 109
Imbrian 18
Impaktbrekzie 20
Impakte 17, 18, 20, 24, 61, 67, 93, 97, 101
Io, Jupitermond 37, 38, 39, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 50, 53, 57, 63, 91, 123
Ithaca Chasma, Tethys 100

J

Janus, Saturnmond 9
Jupiter 35, 37, 38, 43, 45, 46, 47, 50, 55, 60, 62, 63, 68, 122

K

Kallisto, Jupitermond 37, 63, 66, 67, 68, 69
Kozai, Y. 5
Kozyrew, Nikolai Alexandrowitsch 23, 26
KREEP 29
Kryotektonik, Jupitermond Europa 53
Kryovulkanismus, Miranda 113
Kryovulkanismus, Rhea 102
Kuiper, Gerard P. 10, 75, 112
Kuiper-Gürtel 124

L

Larissa, Neptunmond 11
Lassell, William 10, 118, 125
Leben, Jupitermond Europa 56
Lenticulae 51, 52, 53
Lohrmann, Wilhem Gotthelf 17
Loki Patera, Io-Vulkan 43

M

Mädler, Johann Heinrich 17
Mare 17, 18, 19, 20, 22, 24, 26, 29, 68
Marius Regio, Ganymed 61
Marius, Simon 36, 47
Merkur 68
Meteoritenhypothese 17
Mimas, Saturnmond 88, 89
Miranda, Uranusmond 112, 113
Mond 16, 17, 23, 37, 39, 50
Mond, Entstehung 26
Mond, Entstehungstheorien 26
Mond, Impakttheorie 27
Mond, innerer Aufbau 23
Mondoberfläche 17, 18, 19, 23, 24, 33, 41, 53, 90, 94
Moonblinks *Siehe* TLP
Morabito, L.A. 40

N

Nectarian 18
Newton, Isaak 32

O

Oberfläche, Titan 76
Oberon, Uranusmond 119, 120
Odysseus-Krater, Tethys 100
Ozean, Jupitermond Europa 52

P

Palimpsest 61, 62
Pan, Saturnmond 8
Peale, J. 38, 40
Pele, Io-Vulkan 43, 44
Penepalimpsest 61
Phobos, Marsmond 32, 33, 34, 35
Phoebe, Saturnmond 104, 105, 109, 110, 111
Pickering, William H. 110
Pillan Patera, Io-Vulkan 43, 44
Planetoidengürtel 35
Popper, Karl 30
Porco, C. 7
pre-Nectarian 18
Proctor, Richard Anthony 17
Proteus, Neptunmond 121

R

REE, akzessorische Minerale 21
Regolith 19, 24, 33, 34
Resonanzen 38
Resurfacing, Rhea 102
Reynolds, Ray T. 38, 40
Rhea, Saturnmond 102, 103
Riftgraben 51
Rillen, Mond 24, 61, 90
Ringgebirge, Mond 26
Roche-Grenze 28
Roncevaux Terra, Iapetus 105

S

Scarps, Miranda 113
Schmutzpatina 68
Schwefelvulkanismus, Io 42
Stickney, Angelina 33
Stickstoff-Geysire, Triton 124
Sulci 61
Swift, Jonathan 32

T

Terrae 17, 19
Terrile, R.J. 7
Tethys, Saturnmond 47, 96, 100, 102
tiger stripes, Enceladus 92
Titan, Saturnmond 87, 124
Titania, Uranusmond 117, 120
Tittemore, W.C. 117

TLP 23

Trägheitsmoment 62, 67

Treibhauseffekt, Triton 123

Triton, Neptunmond 122, 123, 124, 125

U

Umbriel, Uranusmond 118, 119

Uranus 112

V

Valhalla, Kallisto 68

Voltaire 33

Voyager 2 51, 67, 110, 113, 121, 122, 123

Vulkanismus, Mond 24, 29

W

Wamsteker 39

Ward, Peter D. 27

Wasserdampfatosphäre, Enceladus 91

Wulst, Iapetus 106