

5. Die Jupitersatelliten im Überblick

5.1. Entdeckung der Jupitersatelliten und Bahnparameter

Nach der Erfindung des Fernrohrs entdeckten *Galileo Galilei* und *Simon Marius* unabhängig voneinander im Jahre 1610 die vier größten Jupitermonde. Der Mitentdecker, *Simon Marius*, regte an, diese vier **Galileischen Satelliten** nach Personen aus der griechisch-römischen Mythologie zu benennen. Die vier Satelliten erhielten von innen nach außen die Namen **Io (J1)**, **Europa (J2)**, **Ganymed (J3)** und **Callisto (J4)**¹³.

Erst 180 Jahre nach ihrer Entdeckung fand *E. Barnard* 1892 den innerhalb der Io-Bahn kreisenden fünften Mond **Amalthea (J5)**. Sieben weitere noch kleinere Monde (J6 bis J12) wurden zwischen 1904 und 1951 nachgewiesen. *Kowal* entdeckte 1974 einen dreizehnten Satelliten. Alle diese kleinen Körper befinden sich außerhalb der Callisto-Bahn. Diese dreizehn Monde (J1 bis J13) waren die "klassischen" bekannten Jupitersatelliten vor der Voyager-Mission 1979.

Auf den Voyager-Aufnahmen konnten drei weitere Satelliten (**Metis**, **Adrastea** und **Thebe**) identifiziert werden, die alle innerhalb der Io-Bahn kreisen. Auf den Galileo-Aufnahmen wurden keine weiteren Jupitersatelliten gefunden. Seit 1999 bis heute (Stand: zweites Halbjahr 2006) hat sich durch intensive Beobachtungen mit leistungsstarken Teleskopen die Zahl der bekannten Jupitersatelliten auf 63 erhöht, die meisten sehr kleine Objekte mit nur wenigen Kilometern Durchmesser¹⁴. Alle Satelliten können wenigstens fünf verschiedenen Gruppen zugeordnet werden, die durch bestimmte Bahnelemente (Exzentrizität, Inklination, prograde oder retrograde Rotationsrichtung) gekennzeichnet sind.

Die beiden innersten Gruppen bestehen aus den kleinen Monden Metis, Adrastea, Amalthea und Thebe sowie aus den vier Galileischen Monden. Diese Monde rotieren prograd, d. h. im gleichen Sinn wie sich Jupiter selbst um seine Achse und um die Sonne dreht. Ihre Umlaufbahnen sind nahezu kreisförmig und koplanar mit der von Jupiter um die Sonne. Die Galileischen Satelliten und der der ersten Gruppe angehörende Mond Amalthea bilden ein reguläres Satellitensystem. Die wesentlichen Bahnelemente der vier inneren kleinen Satelliten und der vier Galileischen Satelliten sind in Tabelle 5.1 aufgeführt. Nur von diesen acht Monden wurden während der Galileo-Mission Bilddaten aufgenommen.

Die Umlaufbahnen der drei äußeren Gruppen weichen deutlicher von einer Kreisbahn ab und

¹³Der aus dem Altgriechischen (*καλλιστη*) abgeleitete Name (Übersetzung: die Schönste) für den vierten Galileischen Satelliten wird im Deutschen (wie im Griechischen) mit K geschrieben. In dieser Arbeit wird durchweg die lateinische bzw. englische Schreibweise mit C bevorzugt.

¹⁴Die meisten in 1999 und 2000 entdeckten Satelliten sind mittlerweile benannt und erhielten anschließend an die vor 1999 bekannten 16 Monde aufsteigende Satellitennummern (J17 bis J27). Die seit 2001 entdeckten restlichen Satelliten tragen vorläufige Bezeichnungen nach Jahr und Reihenfolge ihrer Entdeckung.

Name	Entdecker	a [km]	P [Tage]	e [Grad]	i [Grad]
Metis (J16)	(Voyager, 1979)	128,100	0.30	0.001	0.021
Adrastea (J15)	(Voyager, 1979)	128,900	0.30	0.002	0.027
Amalthea (J5)	Barnard (1892)	181,400	0.50	0.003	0.389
Thebe (J14)	(Voyager, 1979)	221,900	0.68	0.018	1.07
Io (J1)	Galilei (1610)	421,800	1.77	0.000	0.036
Europa (J2)	Galilei (1610)	671,100	3.55	0.000	0.467
Ganymed (J3)	Galilei (1610)	1,070,400	7.16	0.001	0.172
Callisto (J4)	Galilei (1610)	1,882,700	16.69	0.007	0.307

Tabelle 5.1.: Bahnparameter der beiden innersten Satellitengruppen; Entdecker und Entdeckungsjahr (zweite Spalte) angegeben; **a**: große Halbachse, **P**: Bahnperiode, **e**: freie Exzentrizität, **i**: Bahnneigung. Nur von diesen acht Satelliten nahm Galileo SSI Bilddaten auf.

liegen weiter außerhalb der Jupiteräquatorebene. Die beiden an die Galileischen Satelliten anschließenden beiden Gruppen kleiner Monde rotieren noch prograd, die äußerste (fünfte) Gruppe besteht aus Objekten mit ausschließlich gegenläufiger (retrograder) Umlaufrichtung.

Durch die große Jupitermasse - das 318-fache der Erdmasse von $5.98 \cdot 10^{24}$ kg - und durch die Massen und Bahnbewegungen der vier großen Jupitersatelliten werden Gezeitenkräfte erzeugt, die bis in die Gegenwart die Konfiguration des Gesamtsystems beeinflussen (*Burns, 1977*). In der Frühgeschichte der Entstehung des Systems wurde die Eigenrotation der Satelliten bis zur Ausbildung einer gebundenen Rotation abgebremst (durch photoelektrische Messungen ihrer Lichtkurvenamplituden bereits von *Stebbins und Jacobsen (1928)* nachgewiesen). Gezeitenwirkungen begünstigten weiterhin die Bildung von Bahnresonanzen: Die Umlaufzeiten von zwei oder mehr Satelliten, die sich in einer Resonanz befinden, stehen im Verhältnis einfacher ganzer Zahlen (*Greenberg, 1977*). Bei den Umlaufbahnen der drei Galileischen Satelliten Io, Europa und Ganymed beträgt dieses Verhältnis 1:2:4. Die besondere Konfiguration der drei Satelliten wurde 1805 von *Laplace* erstmals erkannt. Diese *Laplace-Resonanz* wird beschrieben durch die Gleichung (*Greenberg, 1977*):

$$\vartheta_I - 3 \cdot \vartheta_E + 2 \cdot \vartheta_G = 180^\circ \quad (5.1)$$

Dabei stehen ϑ_I , ϑ_E und ϑ_G für die jeweiligen Bahnwinkel von Io, Europa und Ganymed in Grad. Befinden sich je zwei der Satelliten, z. B. Europa und Ganymed, in Konjunktion mit Jupiter¹⁵, so befindet sich der dritte Mond (Io) genau um 180° gegenüber (*Greenberg, 1977*)¹⁶.

¹⁵Jupiter, Europa und Ganymed liegen auf einer Geraden, wobei Europa und Ganymed auf der gleichen Seite von Jupiter stehen.

¹⁶Alternativ lässt sich Gleichung 5.1 durch Differenzieren nach der Zeit umformulieren in $n_I - 3 \cdot n_E + 2 \cdot n_G = 0$, wobei n_I , n_E und n_G die Winkelgeschwindigkeiten (z. B. in Grad/Tag) der drei Satelliten angeben (ebd.).

5.2. Physikalische Eigenschaften

5.2.1. Durchmesser der Galileischen Satelliten

Erste Durchmesserbestimmungen der vier Galileischen Satelliten mit Faden- oder Doppelbildmikrometern, optischen Interferometern oder unter Zuhilfenahme von Sternbedeckungen zeigten, dass sie zwei Gruppen angehören (*Morrison et al.*, 1977): eine Gruppe mit den etwa erdmondgroßen Körpern Io (1500 ± 100 km) und Europa (1820 ± 10 km), eine weitere mit den etwa merkurgroßen Körpern Ganymed (2635 ± 25 km) und Callisto (2500 ± 150 km).

Aus den Voyager-Daten ergaben sich genauere Werte von 1815 ± 5 km (Io), 1569 ± 10 km (Europa, somit der kleinste der Galileischen Satelliten), 2631 ± 10 km (Ganymed) und 2400 ± 10 km (Callisto) (*Davies und Katayama*, 1981). Ganymed ist damit nicht nur größer als der Planet Merkur (Radius 2439 km), sondern der größte Mond im Sonnensystem. Drittgrößter Mond im Sonnensystem ist sein nächster äußerer Nachbar Callisto¹⁷.

Auswertungen der Voyager- und Galileo-Bilddaten (z. B. Limbfits) ermöglichten genauere Bestimmungen der Radien. Europa, Ganymed und Callisto sind mehr oder weniger zweiachsiale Ellipsoide¹⁸, Io dagegen hat die Form eines dreiachsialen Ellipsoids. Die derzeit genauesten Werte der Radien sind in Tabelle 5.2 aufgelistet. Die Werte für die Io-Radien weichen zwischen einzelnen Forschergruppen etwas voneinander ab (*Davies et al.*, 1998; *Thomas et al.*, 1998b).

5.2.2. Massen und mittlere Dichten

Massenbestimmungen erfolgten zunächst von der Erde aus durch Messungen gegenseitiger Bahnstörungen bzw. später durch Verfolgung des Bahnverlaufs der beiden Pioneer-Sonden durch das Jupitersystem (*Morrison et al.*, 1977, und Zitate darin). Bei einer Erdmasse von $5.98 \cdot 10^{24}$ kg liegen die Massen zwischen dem 0.008-fachen (Europa) und 0.025-fachen (Ganymed) der Erdmasse (Erdmond: 0.012-fache Erdmasse). Durch genauere Massenbestimmungen bei den Voyager- und später bei den Galileo-Vorbeifügen wurden diese Werte mittlerweile noch enger eingegrenzt.

Die mittleren Dichten der Galileischen Satelliten nehmen mit wachsender Entfernung von Jupiter ab, d. h. der Anteil leichterer Stoffe am Gesamtaufbau eines Satelliten nimmt zu. Die beiden inneren Galileischen Satelliten Io und Europa bilden auch in Bezug auf ihre mittleren Dichten - $\approx 3.1 - 3.5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Erdmond: $3.34 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) - eine Gruppe mit einem relativ hohen Anteil schwerer Stoffe (Silikate), während Ganymed und Callisto mit Dichten von $\approx 1.9 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ zu einem größeren Anteil aus leichterem Material bestehen (*Consolmagno und Lewis*, 1977).

Die beiden größten Galileischen Satelliten, Ganymed und Callisto, gehören zu einer neuen Klasse von Objekten: Wegen der festen Oberfläche sind sie zwar als terrestrische Körper anzusehen, auf

¹⁷Der um den Ringplaneten Saturn kreisende Mond Titan liegt mit einem Radius von 2575 km an zweiter Stelle der Rangordnung.

¹⁸Zwei der drei Radien weichen nur wenige hundert Meter voneinander ab (vergl. Tabelle 5.2).

Name	Radien [km]	Masse [kg]	Masse [Erde = 1]	Dichte [g · cm ⁻³]
<i>Amalthea</i> (J5)	$R_A = 125$ $R_B = 73$ $R_C = 64$ $\bar{R} = 83.5$	$2.44 \cdot 10^9$	$4.1 \cdot 10^{-16}$	1.0 ± 0.5
<i>Io</i> (J1)	$R_A = 1826.5$ $R_B = 1815.7$ $R_C = 1812.2$ $\bar{R} = 1818.1 \pm 0.12$	$8.93 \cdot 10^{22}$	0.015	3.55
<i>Europa</i> (J2)	$R_A = 1562.4$ $R_B = 1560.2$ $R_C = 1559.4$ $\bar{R} = 1560.7 \pm 0.65$	$4.79 \cdot 10^{22}$	0.008	3.01
<i>Ganymed</i> (J3)	$R_A = 2635.2$ $R_B = 2633.8$ $R_C = 2633.4$ $\bar{R} = 2634.1 \pm 0.27$	$1.48 \cdot 10^{23}$	0.025	1.93
<i>Callisto</i> (J4)	$R_A = 2408.4$ $R_B = 2408.3$ $R_C = 2408.2$ $\bar{R} = 2408.4 \pm 0.29$	$1.08 \cdot 10^{23}$	0.018	1.84

Tabelle 5.2.: Physikalische Parameter der Galileischen Satelliten und Amalthea's, des fünftgrößten Jupitermondes: **R:** Radien R_A , R_B , R_C und mittlerer Radius \bar{R} (nach *Davies et al.* (1998)). Für die Radien von Io ermittelten *Thomas et al.* (1998b) etwas abweichende Werte von 1829.7, 1819.2 und 1815.8 km. **M:** Masse; **ρ :** mittlere Dichte. Werte für Masse (auf zwei Stellen gerundet) aus *Davies et al.* (1997), die Erdmasse beträgt $5.98 \cdot 10^{24}$ kg. Dichten berechnet für angegebene Massen und mittlere Radien \bar{R} . Radien von Amalthea nach *Thomas et al.* (1998a), Dichte nach *Anderson et al.* (2002), Masse berechnet für mittleren Radius und eine Dichte von 1 gcm^{-3} .

Grund der niedrigen mittleren Dichten wurde für diese Körper der Begriff **Eismonde** eingeführt. Trotz seiner vergleichsweise hohen mittleren Dichte wird auch Europa zu den Eismonden gezählt, da er nach Erkenntnissen von Voyager und Galileo eine mehrere hundert Kilometer dicke äußere Schicht aus Eis aufweist. Ebenfalls zu dieser neuen Klasse von Objekten gehören alle der zwischen 1981 und 1989 von den beiden Voyager-Sonden besuchten größeren Satelliten von Saturn, Uranus und Neptun mit ihren teilweise noch geringeren mittleren Dichten (um 1.0 bis 1.9 gcm^{-3}). Die derzeit genauesten Werte für die Massen und mittleren Dichten der Galileischen Satelliten gehen aus Tabelle 5.2 hervor.

5.3. Geologie von Io, Europa und Ganymed im Überblick

Über die geologische Natur der vier Galileischen Satelliten bestanden bis zum Eintreffen der Voyager-Sonden folgende Auffassungen:

Die niedrigen mittleren Dichten von Ganymed und Callisto sowie der Nachweis von Wassereis-Absorptionsbanden auf den Oberflächen von Europa, Ganymed und Callisto (*Pilcher et al.*, 1972; *Fink et al.*, 1973) ließen eine im Vergleich zu den silikatischen Oberflächen der terrestrischen Planeten exotische Oberflächengeologie erwarten. Man vermutete, dass Einschlagskrater auf den eishaltigen Krusten kurzlebige Gebilde seien und durch *viskose Relaxation* plastisch "zerfließen" könnten, unter Umständen bis zur Unkenntlichkeit ihrer ursprünglichen Form; lediglich bei den jüngsten Kratern sollte die Topographie erhalten sein (*Johnson und McGetchin*, 1973). Auf Io, dessen Oberfläche nach spektroskopischen Messungen völlig wasserfrei ist und auf der Absorptionsbanden von Schwefel und Schwefelverbindungen nachgewiesen wurden (*Wamsteker et al.*, 1974), erwartete man wegen der fokussierenden Wirkung durch Jupiter eine sehr hohe Dichte von Impaktkratern.

Aus größerer Entfernung aufgenommene Bilddaten der Galileo-SSI-Kamera vermitteln einen Eindruck von der geologischen Vielfalt der vier Galileischen Satelliten und den großen Unterschieden zwischen ihren jeweiligen geologischen Entwicklungszuständen (Bild 5.1 (a - d)).

5.3.1. Io

Die Oberfläche des mit 3636 km Durchmesser etwa mond-großen innersten Galileischen Satelliten **Io** (Bild 5.1 (a)) erscheint in vielerlei Rot-, Braun-, Orange- und Gelbtönen, durchsetzt mit helleren Flecken (*Smith et al.*, 1979a). Die spektakulärste Entdeckung während des Voyager-1-Vorbeiflugs war der erstmalige Nachweis von aktivem Vulkanismus außerhalb der Erde, der anders als auf der Erde durch die intensive Gezeitenwechselwirkung mit Jupiter sowie mit Europa und Ganymed in der Laplace-Resonanz verursacht wird (*Peale et al.*, 1979). An verschiedenen Stellen der Oberfläche wurden Eruptionswolken (*plumes*) identifiziert, die mehrere hundert Kilometer Höhe erreichen (*Morabito et al.*, 1979; *Smith et al.*, 1979a).

Man fand mehr als 200 vulkanische Calderen, von denen in vielen Fällen Lavaströme ausgehen (*Smith et al.*, 1979a). Die Intensität des Io-Vulkanismus und die zwei- oder mehrfache Überprägung der Oberfläche konnte während der Galileo-Mission über einen Zeitraum von mehreren Jahren genau studiert werden (*McEwen et al.*, 1998). Dabei wurden mehrfach Ausbrüche direkt beobachtet, wie die Farbaufnahme in den SSI-Filtern Infrarot (968 nm), GRN und VLT demonstriert (Eruptionswolke am linken Mondrand, Bild 5.1 (a)). Bemerkenswert auf Io ist ferner das Vorkommen von Bergen mit bis zu 10 km Höhe, aus denen eine feste, mindestens 30 km dicke Kruste abzuleiten ist (*Smith et al.*, 1979a; *Carr et al.*, 1998b).

Die unterschiedlichen Farben der Io-Oberfläche sind auf Schwefel-Allotrope und SO₂-Frost zurückzuführen (*Fanale et al.*, 1974). Sowohl Schwefel als auch Schwefeldioxid stellen ein vulkanisches "Treibgas" dar (vergl. *McEwen und Soderblom*, 1983). Die hohe vulkanische Aktivität - sie ist

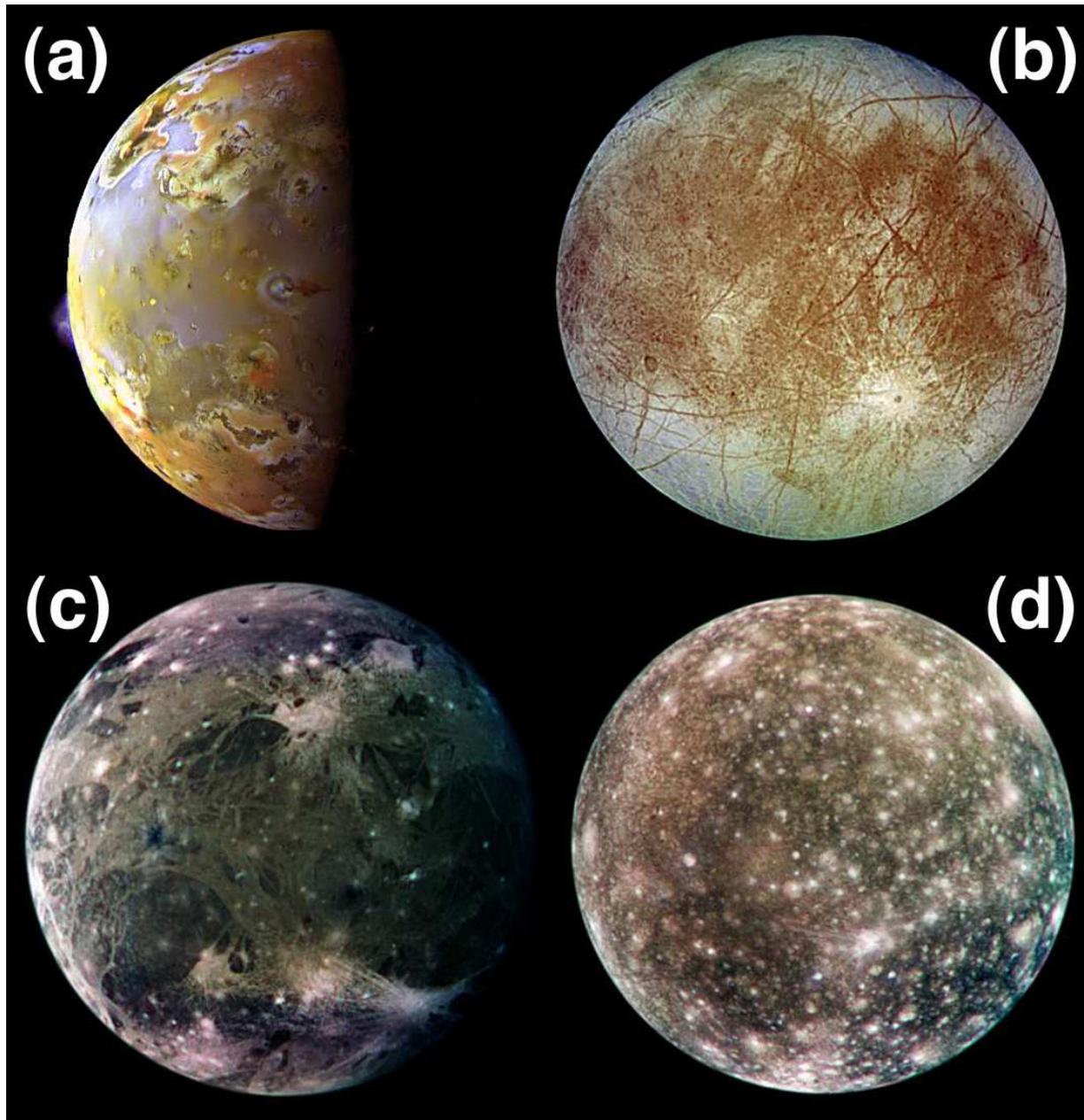


Abbildung 5.1.: Globale SSI-Farbmosaike der vier Galileischen Monde. (a) Io mit den aktiven Vulkanen *Prometheus* (nahe Tag-Nacht-Grenze) und *Pele* (Eruptionswolke am Mondrand), Jupiter abgewandte Seite (Ausschnitt des Bildes PIA00703); (b) Europa, Jupiter abgewandte Seite (Ausschnitt des Bildes PIA48040); (c) Ganymed-Heckseite (PIA01666); (d) Callisto, Jupiter abgewandte Seite (PIA03456). Bildquelle: <http://photojournal.jpl.nasa.gov/targetFamily/Jupiter>, PIA-Nummern aus dieser Webseite sind angegeben.

höher als selbst die der Erde - und die Tatsache, dass selbst auf den am höchsten aufgelösten SSI-Bilddaten (9 m/pxl) kein einziger Impaktkrater gefunden werden konnte, lassen auf ein extrem niedriges Alter der Oberfläche von im Durchschnitt nur wenigen 100000 Jahren schließen.

Oberflächenformen auf Io sind benannt nach Feuer-, Sonnen- oder Donnergöttern und -helden der unterschiedlichsten Mythen, des Weiteren nach Orten in Zusammenhang mit diesen Charakteren, und nach Vulkanen oder Vulkanlandschaften.

5.3.2. Europa

Die Oberfläche von **Europa**, des mit 3130 km Durchmesser kleinsten der vier Galileischen Satelliten, ist geprägt von Tektonik (Bild 5.1 (b)). Zwei geologische Haupteinheiten wurden in den Voyager-Bilddaten identifiziert (*Smith et al.*, 1979b; *Lucchitta und Soderblom*, 1982): (1) Helle, in SSI-Farbdaten leicht bläuliche Ebenen (*plains*), und (2) dunkles, in Farbaufnahmen dunkelbraunes, so genanntes *mottled terrain*.

Beide Einheiten werden durch zahlreiche dunkle Bänder tektonischen Ursprungs durchzogen, die bis zu mehrere tausend Kilometern lang sind (*Lucchitta und Soderblom*, 1982): (1) *triple bands*, charakterisiert durch ein helles Band, flankiert von zwei dunklen Bändern, (2) Bergrücken (*ridges*), (3) dunkle, keilförmige Bänder (*dark, wedge-shaped bands*), (4) graue Bänder (*gray bands*), und (5) Lineamente (*lineae*) (*Lucchitta und Soderblom*, 1982). Gezeitenkräfte, verursacht durch die Laplace-Resonanz zwischen Europa, Io und Ganymed, werden als Hauptursache dieser Formen angesehen (*Helpenstein und Parmentier*, 1980; *Greenberg et al.*, 1998).

Die Ebenen (*plains*) sind die am weitesten verbreitete Einheit auf Europa und werden in *ridged plains* (Ebenen mit engständig parallelen, linearen bis gekrümmten Bergrücken) oder in *smooth plains* (glatte Ebenen) unterteilt (*Greeley et al.*, 2000a). Bild 5.2 (a) zeigt diese Einheit (*RP*) im Detail. Viele der in den Voyager-Daten als *triple bands* kartierten Bänder zeigten sich in den Galileo-Daten als *double ridges* mit einer Vertiefung in der Mitte, flankiert von diffusem dunklen Material (*D* in Abb. 5.2 (a); vergl. *Greeley et al.*, 1998).

Die glatten Ebenen wurden als vulkanisch interpretiert (*Greeley et al.*, 2000a). Anders als auf silikatischen Oberflächen vertritt auf Eismonden flüssiges Wasser oder ein "Schlamm" (*slush* oder *slurry*) aus Wasser, Eis und anderen Beimengungen die Rolle von Lava, der an der Oberfläche effusiv oder explosiv gefördert wird (*Greeley et al.*, 1998). Für diese Art vulkanischer Aktivität auf Eissatelliten bei sehr niedrigen Temperaturen (unter 200 K) wurde der Begriff **Kryovulkanismus** geprägt, im Unterschied zum silikatischen Vulkanismus (*Kargel*, 1995; *Greeley et al.*, 1998).

Mottled terrain löst sich bei höherer Auflösung in eine ganze Reihe verschiedener geologischer Einheiten auf (*Greeley et al.*, 1998). *Chaos material* ist charakterisiert durch Bruchstücke anderer Einheiten (z. B. der *ridged plains* mit Ausdehnungen von mehreren Kilometern oder Zehnerkilometern), die in einem rauen "Matrix"material nach relativen Bewegungen gegeneinander an Ort und Stelle regelrecht festgefroren erscheinen, wie die Detailaufnahme aus der Region *Conemara Chaos* 5.2 (b) darlegt (*Carr et al.*, 1998a; *Greeley et al.*, 1998). Chaos-Material hat sich ver-

mutlich über einer Wärmequelle gebildet, entweder über Wasser oder Schlamm im Untergrund (z. B. *Greenberg et al.*, 1998), oder über warmem, konvektierendem Eis (z. B. *Spaun et al.*, 1998; *Head und Pappalardo*, 1999).

Bereits die Voyager-Daten zeigten, dass die Europa-Oberfläche durchweg flach ist mit nur wenigen hundert Metern Höhenunterschieden (*Lucchitta und Soderblom*, 1982). Die Höhe einiger Bergrücken wurde mit Galileo-Stereobilddaten auf etwa 300 m bestimmt, einige Bruchstrukturen sind zwischen 50 und 100 m tief (*Giese et al.*, 1999a,b). Vereinzelt vorkommende Tafelberge mit bis zu 35 km Ausdehnung und einer Höhe zwischen mehreren hundert Metern und einem Kilometer sind eine Ausnahmeerscheinung auf Europa (*Greeley et al.*, 1998)¹⁹.

Auf den Voyager-2- und SSI-Daten wurde nur eine geringe Zahl Impaktkrater von mehreren Kilometern bis maximal 50 km Durchmesser gefunden, die auf ein geringes Alter der Oberfläche deuten (*Lucchitta und Soderblom*, 1982; *Turtle et al.*, 1999). Auffallendster Krater auf Europa ist der etwa 27 km große helle Strahlenkrater Pwyll (deutlich erkennbar in der unteren Bildhälfte in Abb. 5.1 (b)). Einige Krater weisen auch dunkle Ejekta auf, z. B. der 2.3 km große Krater Maelduin ((*M*) in Abb. 5.2 (a)).

Die Oberflächenformen auf Europa werden nach Orten und Charakteren aus der **keltischen Mythologie** benannt.

5.3.3. Ganymed

Mit einem Durchmesser von 5268 km ist **Ganymed** der größte Satellit im Sonnensystem. Die Oberfläche ist durch zwei geologische Haupteinheiten unterschiedlicher Albedo und Morphologie charakterisiert (*Smith et al.*, 1979a,b; *Shoemaker et al.*, 1982). In den dunklen Einheiten, als *Regiones* bezeichnet, fand man überraschend viele Einschlagskrater (*Pilcher et al.*, 1972; *Johnson und McGetchin*, 1973; *Smith et al.*, 1979a). Eis ist aufgrund der niedrigen mittleren Dichte von 1.94 gcm^{-3} ein wesentlicher Bestandteil am Gesamtaufbau dieses Mondes.

Die dunklen Einheiten bilden bis zu mehrere tausend Kilometer umfassende, annähernd kreisförmige Gebiete, oder kleinere polygonale Areale, wie das SSI-Farbbild 5.1 (c) zeigt. Insgesamt ist die Oberfläche zu etwa 1/3 von diesem dunklen Material bedeckt. Bild 5.1 (c) zeigt ferner, dass Ganymed helle, in der Farbdarstellung leicht violett gefärbte, diffuse Polkappen aufweist, die aus einer sehr dünnen Frostsicht auf dem dunklen Untergrund bestehen und sich bis in die mittleren Breiten ausdehnen (*Smith et al.*, 1979b).

Viele der dunklen Gebiete sind von konzentrischen Furchen oder *furrows* durchzogen. Ihre Ursache liegt entweder in tektonischen Dehnungskräften durch konvektiv aufsteigendes Material im Ganymed-Mantel (*Casacchia und Strom*, 1984), oder sie rühren von einem großen Einschlag her, bei dem Multiringbecken entstanden, deren Zentren heute nicht mehr erkennbar sind (*Smith et al.*, 1979b).

¹⁹Wegen einer Fehlfunktion (*safing event*) konnten einige für Stereoaufnahmen geplante Beobachtungen von mindestens einem dieser Tafelberge durch die SSI-Kamera während der Orbits E16 und E18 nicht durchgeführt werden.

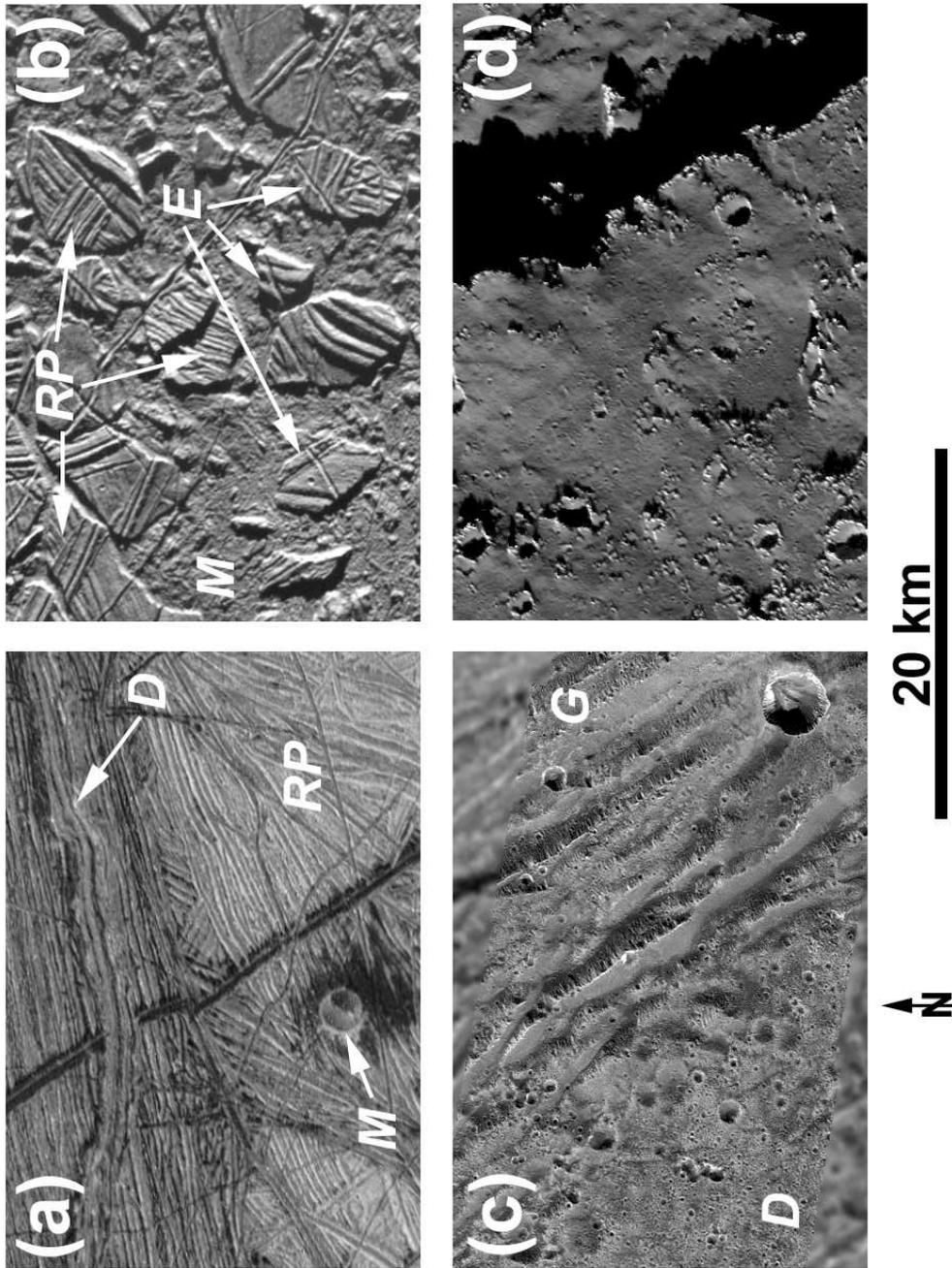


Abbildung 5.2.: Geologische Haupteinheiten auf Europa, Ganymed, und Callisto im Detail. Etwa gleiche räumliche Auflösung von 50 - 60 m/pxl. (a) Europa (SSI-Zielgebiet: 12ESWEDGE_03), *ridged plains material* (RP) mit einzelner *double ridge* (D) und dem 2.3 km großen Krater Maelduin (M); (b) Europa, *chaos material* der Region Conamara Chaos (12ESCHAOS_01), unterteilt in Matrix (M) und Platten oder "Eisberge" (E); (c) Ganymed, Grenze des alten, dunklen Gebiets (*dark material*) (D) zum hellen Gebiet (*bright grooved material*) (G) (28GSBRTDRK01); (d) Callisto, dunkles Material (*dark material*) und Teil einer Grabenwand des Valhalla-Multiringbeckens (C3CSVALPLN01). Weitere Einzelheiten im Text.

Die Albedo der dunklen Gebiete erscheint bei höherer Auflösung deutlich heterogener (*Prockter et al.*, 1998). Das dunkle Material scheint von zahlreichen Impakten durch D-Typ-Asteroiden eingebracht zu sein und bedeckt eine fast aus reinem Eis bestehende helle Oberfläche, die in Krater- und Furchenrändern oder isolierten Massiven zu Tage tritt (*Schenk und McKinnon*, 1991; *Prockter et al.*, 1998). Genauere Untersuchungen auf der Basis der Galileo-NIMS-Daten bestätigen diese These (*Stephan*, 2006).

Auch das hellere Terrain ist dicht mit Impaktkratern bedeckt, jedoch in geringerer Zahl als die dunklen Gebiete; die hellen Einheiten sind somit jünger (*Smith et al.*, 1979a,b; *Shoemaker et al.*, 1982; *Neukum*, 1985). Mehrere hundert Kilometer breite helle Bänder, *Sulci* genannt, trennen die dunklen Gebiete voneinander. Höher aufgelöste Bilddaten zeigen, dass die hellen Bänder aus einem komplexen Netzwerk von parallelen Rillen (*grooves*) bestehen, die in "Zellen", so genannten *structural domains*, mit meist einheitlichen Richtungstrends der einzelnen Rillen untereinander angeordnet sind (*Lucchitta*, 1980; *Shoemaker et al.*, 1982). Einige Entstehungsmodelle für die hellen Gebiete gehen von einer globalen Expansion und einer damit verbundenen vulkanisch-tektonischen Aktivität, hauptsächlich durch Dehnungstektonik, aus. Weiterhin kam es zu Scherbewegungen, bei denen Krustenteile lateral gegeneinander verschoben wurden, in einzelnen Fällen um einen Betrag von mehreren hundert Kilometern (*Lucchitta*, 1980; *Murchie und Head*, 1988).

Die Tektonik in den hellen Gebieten (*grooved terrain*), die in den beiden ersten Orbits (G1 und G2) beobachtet wurden, ist durch Horst-Graben-Strukturen oder durch listrische Verwerfungen geprägt (*Collins et al.*, 1998a; *Pappalardo et al.*, 1998). Kryovulkanische Aktivität hat bei der Entstehung und Entwicklung der hellen Gebiete entweder (1) eine eher untergeordnete Rolle gespielt, oder ist (2) so eng mit der tektonischen Aktivität verknüpft, dass eine Unterscheidung typischer vulkanischer Formen nicht möglich ist: Helles Gebiet entspricht ehemals dunklem Gebiet, das durch intensive tektonische Überprägung - so genanntes *tectonic resurfacing* - vollständig umgeformt wurde (*Head et al.*, 1997). Die Detailaufnahme 5.2 (c) zeigt tektonisch weitgehend unverändertes dunkles Gebiet (*D*) und einzelne, durch listrische Abschiebungen gegeneinander verstellte Schollen im hellen Gebiet (*grooved terrain*, (*G*)).

Ähnlich der Europa-Oberfläche ist auch die Ganymed-Oberfläche weitgehend flach. Allerdings ergaben die anhand hoch aufgelöster Galileo-SSI-Daten erstellten digitalen Geländemodelle hier größere Höhenunterschiede von bis zu 1400 m im dunklen und 700 m im hellen Gebiet (*Giese et al.*, 1998).

Die Einschlagskrater in den dunklen und hellen Gebieten von Ganymed unterscheiden sich in den meisten Fällen in ihrer Morphologie deutlich von Kratern, wie sie von der Mond- oder Mars-Oberfläche her bekannt sind. Eine große Zahl auch kleinerer Krater (unter 20 km) ist weitaus flacher als auf silikatischen Oberflächen, außerdem sind bereits bei kleineren Kratern Zentralmulden häufiger als bei vergleichbaren Kratergrößen auf den Körpern im inneren Sonnensystem, während Zentralberge eher die Ausnahme bilden (*Smith et al.*, 1979a; *Passey und Shoemaker*, 1982; *Shoemaker et al.*, 1982; *Schenk et al.*, 2004).

Eine von den terrestrischen Oberflächen nicht bekannte Impaktstruktur ist charakterisiert durch helle, kreisrunde Flecken ohne die für Krater typischen Formen wie Kraterrand, Zentralberg oder

Zentralmulde, vorwiegend in den dunklen Regionen, die *Smith et al.* (1979b) als **Palimpseste** bezeichneten. Eine weitere Klasse von Einschlagsstrukturen weist Übergangsformen zwischen Kratern mit Zentralmulden und Palimpsesten auf; *Passey und Shoemaker* (1982) nannten diese Formen **Penepalimpseste**. Flache Impaktstrukturen, verursacht durch viskose Relaxationsprozesse, sind charakteristisch für die Oberflächen der drei Galileischen Eis-Satelliten (*Johnson und McGetchin*, 1973; *Passey und Shoemaker*, 1982; *Schenk et al.*, 2004). Beispiele für derartige auf Ganymed und Callisto weitgehend identische Kraterformen zeigt Abb. 5.7 (Abschnitt 5.4.5).

Namen von Charakteren und Orten **vorderasiatischer Völker** werden nach den Nomenklaturregeln des U. S. Geological Survey für die Benennung von Oberflächenformen auf Ganymed verwendet. Lediglich die dunklen *Regiones* sind nach Astronomen benannt, die Jupitersatelliten entdeckten.

5.4. Die Geologie von Callisto im Überblick

Der äußerste der vier Galileischen Satelliten ist **Callisto**, mit 4806 km Durchmesser zweitgrößter Jupitermond und fast so groß wie der innerste Planet Merkur (4880 km). Callisto besitzt mit 1.86 g cm^{-3} die niedrigste mittlere Dichte und damit den höchsten Eisanteil.

Erste Auswertungen der Voyager-Daten beschränkten sich auf die Beschreibung globaler geologischer Einheiten und Messungen der Kratergrößen-Häufigkeitsverteilungen, überwiegend auf nicht kartenprojizierten Bilddaten (*Smith et al.*, 1979a,b). Genauere Messungen von Kraterverteilungen, allerdings nicht auf der Grundlage exakter geologischer Kartierung, wurden von *Strom et al.* (1981) publiziert. Einige wenige vorwiegend photogeologisch ausgerichtete Arbeiten befassten sich mit den großen Einschlagsbecken, insbesondere Valhalla (*Remsberg*, 1981; *Thomas und Masson*, 1985). *Schenk und McKinnon* (1985) beschrieben als erste geologische Einheiten unterschiedlicher Helligkeiten außerhalb der großen Einschlagsbecken und verwiesen auf die besondere Bedeutung von Callisto im Vergleich mit den geologisch weiter entwickelten Eis-Satelliten Ganymed und Europa.

Ein Programm zur globalen geologischen Kartierung, unterteilt in einzelne Kartenblätter wie im *Ganymede Geologic Mapping Program*, einem Kartierprogramm der Ganymed-Oberfläche im Maßstab 1 : 5,000,000 unter Federführung des U. S. Geological Survey in Flagstaff, war für Callisto nicht vorgesehen. Die einzige globale geologische Karte im Maßstab 1 : 15,000,000, ausschließlich auf der Basis von Voyager-Daten erstellt, wurde erst veröffentlicht, nachdem bereits die ersten Galileo-SSI-Daten verfügbar waren (*Bender et al.*, 1997b).

Unter dem Titel **Callisto is not boring !** publizierten *Schenk und McKinnon* 1985 einen *abstract* für die *16th Lunar and Planetary Science Conference*, um der zu Voyager-Zeiten weit verbreiteten Ansicht entgegen zu wirken, es handle sich bei der Callisto-Oberfläche wegen des Fehlens markanter tektonischer Strukturen und unterschiedlicher geologischer Einheiten um die uninteressanteste unter den Galileischen Monden. In den letzten Jahren vor, aber auch noch während der laufenden Galileo-Mission wurden Ergebnisse von Voyager-Bildauswertungen, spektroskopischen Untersuchungen und Radarmessungen von der Erde aus veröffentlicht, die den

beiden Wissenschaftsteams der Galileo-SSI-Kamera und des abbildenden NIMS-Spektrometers wesentlich dabei halfen, Aufgabenstellungen und Oberflächenzielgebiete auf Callisto für diese beiden Instrumente festzulegen oder anhand von bereits durch Galileo erbrachten Erkenntnissen zu modifizieren (*Ostro und Shoemaker, 1990; Ostro et al., 1992; Roush et al., 1990; Calvin und Clark, 1991, 1993; Calvin et al., 1995; Schenk, 1995; McKinnon und Schenk, 1995; McCord et al., 1997, 1998; Schenk und Iaquinta-Ridolfi, 1995; Bender et al., 1997a,b*).

Die im Verlauf der drei Galileo-Missionsphasen zur Erde übermittelten Bilddaten von Callisto bestätigten die Ansicht des "langweiligsten" Jupitermondes nicht, sondern zeigten stattdessen bei höherer Bildauflösung eine geologisch vielgestaltige Oberfläche, deren vorherrschende geologische Prozesse (1) **Impakte** und die Bildung unterschiedlichster Kraterformen in Eis, sowie (2) **Erosions- und Abtragungsvorgänge** sind (*Moore et al., 1997, 1999, 2004; Greeley et al., 2000b*).

5.4.1. Nomenklaturregeln für Oberflächenformen auf Callisto

Die Benennung von Geländeformen und Regionen auf festen planetaren Oberflächen folgt Regeln, die von der **WGPSN = Working Group for Planetary System Nomenclature** der **IAU = International Astronomical Union** festgelegt werden. Namen sind für jedes planetare Objekt bestimmten Themen, Mythologien, Sagen oder Dichtungen entlehnt. Mit der Ausnahme bei Kratern werden die Namen von Geländeformen mit Attributen versehen, die der Natur der Geländeform entsprechen, z. B. *Chasma* oder *Fossa* für Grabenstrukturen. Im Fall Callisto sind derzeit nur die Attribute *Catena* für Kraterketten und *Facula* für Palimpseste im Gebrauch, da andere markante Geländeformen fehlen (bzw. bisher nicht benannt wurden). Details zur Benennung von Geländeformen auf festen planetaren Oberflächen sind der entsprechenden Nomenklatur-Webseite <http://planetarynames.wr.usgs.gov/> zu entnehmen.

Die Namen für Oberflächenformen auf Callisto sind Orten und Charakteren aus **Mythen der nordischen Völker**, einschließlich der arktischen Regionen in Nordamerika und Sibirien, entlehnt. Einige Formen wurden für diese Arbeit erstmals benannt. Seit 2006 ist das Genehmigungsverfahren für neue Namen beschleunigt worden. Namensvorschläge müssen nach den für jeden Planeten oder Satelliten bestehenden Nomenklaturregeln beim *Astrogeology Research Program* des *U. S. Geological Survey* in Flagstaff (Arizona) eingereicht werden. Sie werden dann an die zuständige Gruppe weitergeleitet, im Fall der Jupitersatelliten die **Outer Solar System Task Group**. Ist diese Gruppe mit den Namensvorschlägen einverstanden, werden diese an die WGPSN der IAU übermittelt, die die letzte Entscheidung über die Namensvergabe innehat. Mit dieser beschleunigten Prozedur entfallen nun die so genannten *provisional names*, die es erlaubten, die vorgeschlagenen Namen über einen größeren Zeitraum, unter Umständen von mehreren Jahren, bis zur endgültigen Genehmigung benutzen zu können.

Die in dieser Arbeit verwendeten noch vorläufigen Namen sind in allen Abbildungen oder Tabellen kursiv gedruckt.

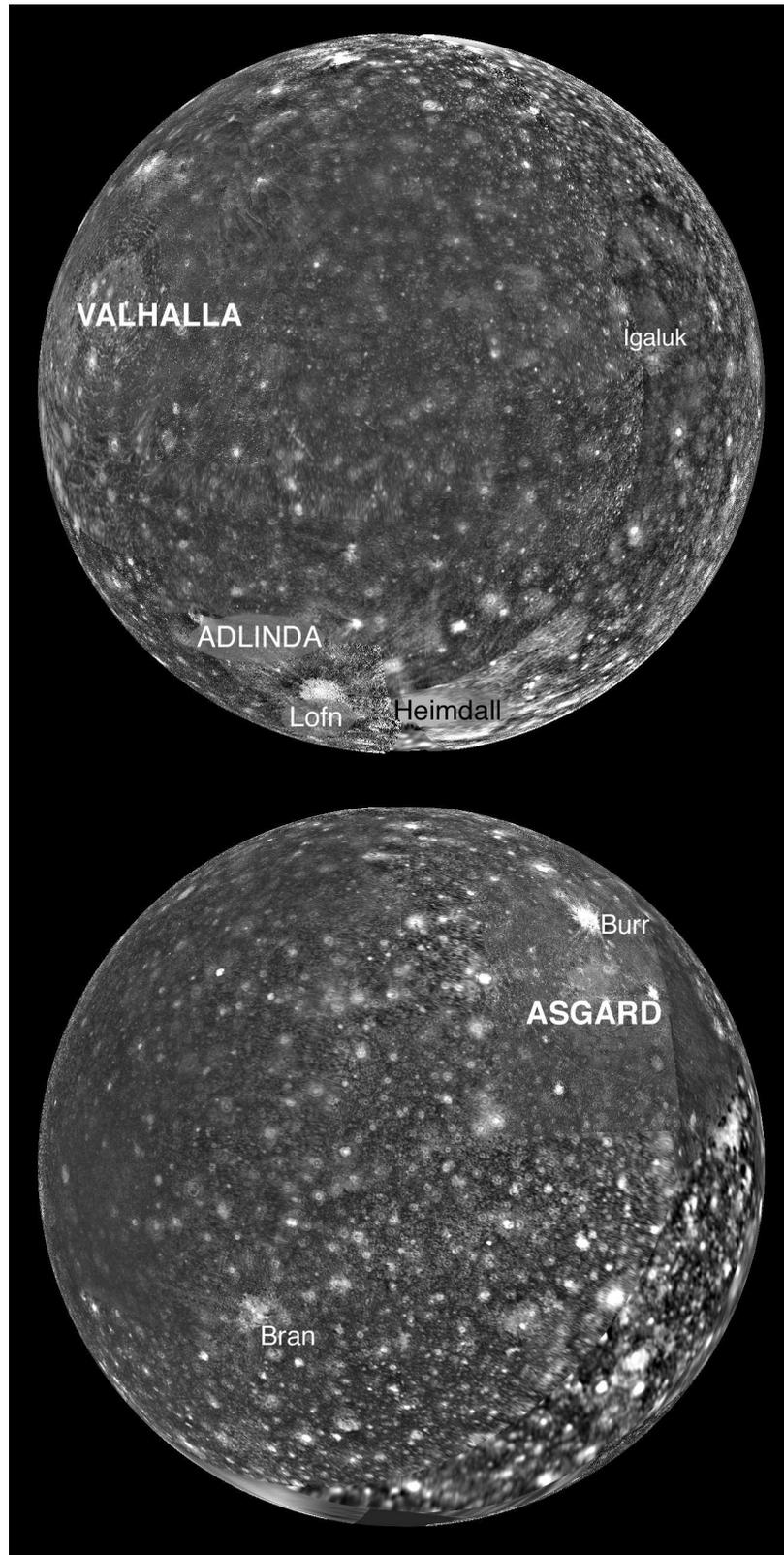


Abbildung 5.3.: Globale Ansichten von Callisto (Voyager- und Galileo-SSI-Mosaik) mit einigen der markantesten Multiringbecken und Einschlagskratern. Orthographische Projektion mit Projektionszentrum bei (a) 0° N Breite, 0° W Länge (Jupiter zugewandte Hemisphäre), (b) 0° N Breite und 180° W Länge (Jupiter abgewandte Hemisphäre).

5.4.2. Die Kraterebenen in globalem und regionalem Maßstab

Die Callisto-Oberfläche erscheint in globalen Ansichten mit niedriger räumlicher Auflösung (5 bis 10 km/pxl), wie Bild 5.3 verdeutlicht, geologisch weitgehend einheitlich (*Smith et al.*, 1979a,b; *Wagner und Neukum*, 1994b; *Bender et al.*, 1997b; *Schenk*, 1995; *Greeley et al.*, 2000b). Auffallendste Geländeformen sind Einschlagskrater unterschiedlicher Form und Helligkeit sowie große Multiringbecken. Drei der größten dieser Becken sind *Valhalla* (4000 - 4500 km Durchmesser), *Asgard* (1800 km), und *Adlinda* (800 km). Weitere auffällige Einschlagsstrukturen sind große helle Krater mit mehreren Zehnerkilometern Durchmesser und mehr oder weniger deutlichen Strahlensystemen (*Igaluk*, *Burr*, *Bran*). Von ihrer Größe her eine Mittelstellung zwischen Kratern und Becken nehmen die beiden benachbarten Einschlagsstrukturen *Lofn* und *Heimdall* mit jeweils mindestens 200 - 300 km Durchmesser ein (*Schenk*, 1998; *Greeley et al.*, 2001).

In regionaler räumlicher Bildauflösung (ca. 2 bis max. 4 km/pxl, dies entspricht der Auflösung der meisten Voyager-Daten) ist nur eine geringe Zahl kartierbarer geologischer Einheiten festzustellen (*Schenk und McKinnon*, 1985; *Schmidt et al.*, 1989; *Wagner und Neukum*, 1994a,b; *Schenk*, 1995; *Bender et al.*, 1997b). Auf den Voyager-Bilddaten wird die Erkennbarkeit geologischer Einheiten durch das teilweise mangelhafte Bildmaterial erschwert. Die Daten von Voyager-1 beispielsweise waren trotz einer höchsten Auflösung von nur 950 m/pxl teilweise unscharf²⁰.

Bild 5.4 zeigt einen Ausschnitt der Callisto-Oberfläche in regionalem Maßstab. Auf der stark im Kontrast verstärkten Aufnahme lassen sich lediglich zwei geologische Einheiten unterschiedlicher Helligkeit differenzieren. (*Schenk und McKinnon*, 1985; *Wagner und Neukum*, 1994a,b; *Schenk*, 1995; *Bender et al.*, 1997b). Ihre Umrisse sind irregulär, polygonal oder gekrümmt²¹. In der einzigen derzeit existierenden globalen geologischen Karte von Callisto im Maßstab 1 : 15,000,000 fassten *Bender et al.* (1997b) diese beiden Hauptvarianten zu einer einzigen Einheit mit der Bezeichnung **dunkle Kraterebenen (dark cratered plains (material) (cp))** zusammen.

Die Albedo dieser beiden Haupteinheiten unterscheidet sich etwa um einen Faktor 2 - sie beträgt 0.11 ± 0.02 für die dunklere Variante und 0.19 ± 0.02 für die hellere; außerdem sind die Albedokontraste zwischen den beiden Varianten in den höheren Breiten größer (*Schenk*, 1995). Als Grund für diese Helligkeitsunterschiede werden unterschiedliche Gehalte an Wassereis im oberflächennahen Material vermutet (*Schenk und McKinnon*, 1985).

Die geologische Grenze zwischen der helleren und dunkleren Variante der Kraterebenen (letzte in Bild 5.4 mit **d** angezeigt) ist mit wenigen Ausnahmen nur undeutlich und über größere Strecken hinweg schwer zu ziehen, wie die Abbildung (5.4) veranschaulicht. Annähernd kreisförmige helle Ebenen repräsentieren sicher eine bereits weitgehend abgetragene Impaktstruktur, etwa ein Palimpsest (**p?** in Abb. 5.4; siehe hierzu auch Abschnitt 5.4.5). In einigen wenigen Fällen ist der Impaktursprung offensichtlich, wie das Auftreten konzentrischer und radialer Strukturen beweist (**p**, Bild 5.4). Übereinstimmend wurde von allen Forschergruppen innerhalb des Galileo SSI Teams Callisto als geologisch sehr schwierig zu kartierendes Objekt angesehen,

²⁰Grund war eine Weiterbewegung der Kamera zur nächsten Aufnahme bei noch geöffneten Kameraverschluss (*Schenk*, 1995).

²¹*Schenk* (1995) verwendet hierzu den Begriff *amöben-förmig (amoeba-shaped)*.

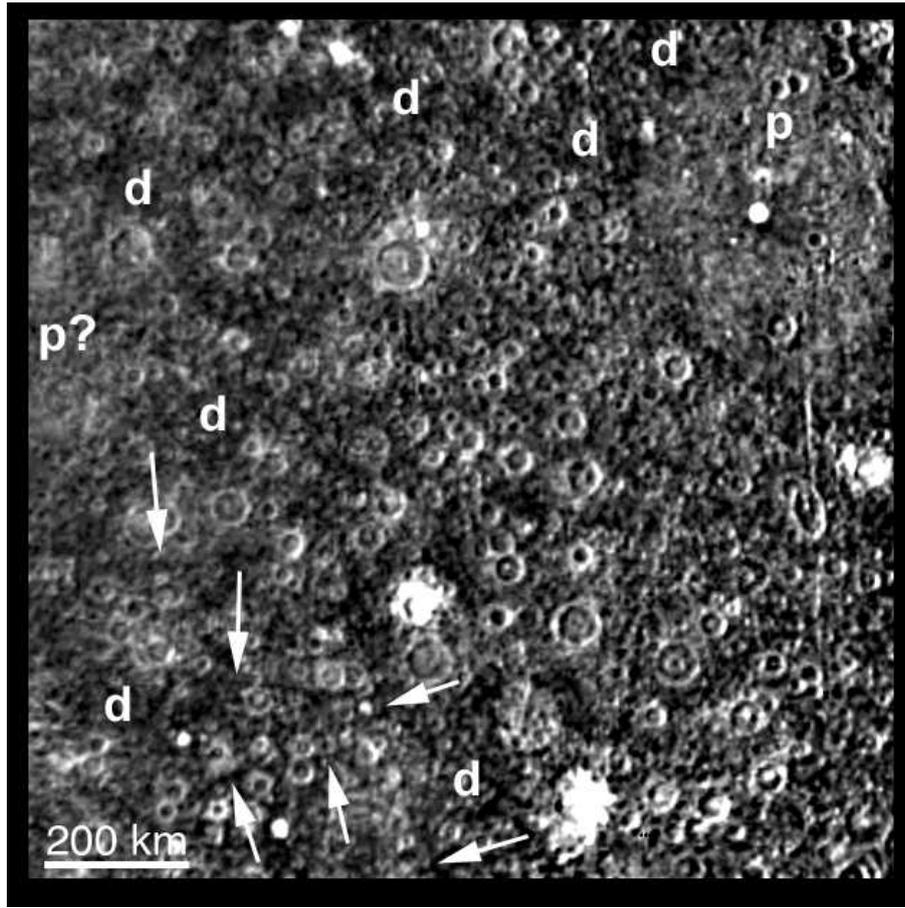


Abbildung 5.4.: Callisto-Oberfläche in regionaler Bildauflösung; Bilddaten von Galileo SSI (Orbit G2, Zielgebiet G2CSVGRGAP01), Bildauflösung 4.3 km/pxl, Bildzentrum bei 4° S Breite, 300° W Länge. Erläuterungen der Symbole im Text.

zumindest in regionalem Maßstab (*Greeley, Klemaszewski, Bender und Moore*, persönliche Mitteilungen).

Auf endogene Aktivitäten hindeutende Geländeformen sind auf Callisto selten und in den meisten Fällen auch nicht eindeutig als endogen anzusprechen. Glatte Gebiete in den Kraterebenen wurden vereinzelt identifiziert und als *volcanic flows* interpretiert (*Stooke*, 1989; *Wagner et al.*, 1989). *Bender et al.* (1997b) glaubten in glatten Einheiten innerhalb des Valhalla-Beckens und in einem helleren Gebiet in den Kraterebenen (*"smooth plains"*) Anzeichen für ehemaligen Kryovulkanismus zu erkennen. *Schenk* (1995) interpretierte einige auf mehrere Zehnerkilometer räumlich begrenzte, vergleichsweise dunkle, glatte Flecken mit einer Albedo von nur ca. 0.07 als Formen, die durch kryovulkanische Förderung besonders dunklen Materials entstanden sein könnten (*low-volume late-stage extrusions*).

Callisto ist nicht völlig frei von Tektonik, auch wenn wie auf Ganymed oder Europa tektonisch bedingte Grenzen zwischen geologischen Einheiten fehlen. Bruchstrukturen außerhalb der Multiringbecken sind selten. Systeme von Albedolineamenten in den Kraterebenen sind aber in

den Voyager- oder SSI-Daten mit Auflösungen von 4 km/pxl oder besser durchaus nachweisbar. Einige besonders auffällige Lineamente sind in Abb. 5.4 durch Pfeile angezeigt.

Callisto ist wie sein Nachbar Ganymed ein relativ flaches Objekt. Die höchsten, an Impaktstrukturen gebundenen Geländeerhebungen sind niedriger als 2 km (*Greeley et al.*, 2000b). Topographische Daten aus Voyager-Bilddaten sind wegen unzureichender Überdeckung, Bildauflösung und -qualität nur in Einzelfällen zu gewinnen (*Schenk et al.*, 1994). Bei den Galileo-Vorbeifügen waren für Callisto keine Stereobeobachtungen zur Herstellung digitaler Geländemodelle geplant. Eher zufällig ergaben sich Möglichkeiten, von einigen Gebieten zumindest Anaglyphenbilder herzustellen.

Der folgende Abschnitt beleuchtet die Kriterien der Auswahl von Zielgebieten der SSI-Kamera näher.

5.4.3. Beobachtungsgebiete der Galileo-SSI-Kamera

Der vom SSI-Team für die Dauer der Nominellen Galileo-Mission ausgearbeitete Beobachtungsplan für Callisto hatte folgende Ziele (*Carr et al.*, 1995; *Greeley et al.*, 2000b):

1. Untersuchung von Gebieten, die durch Voyager nicht oder nur ungenügend (zu niedrige Auflösung; schräger Blickwinkel) abgedeckt wurden: **Voyager gap fill**;
2. Morphologie und Entstehung der **Multiringstrukturen**;
3. Morphologie von **Einschlagskratern in Eis**;
4. Morphologie und Entstehung von **Palimpsesten**;
5. Morphologie und Entstehung von **Kraterketten** (*crater chains* oder *catenae*);
6. Morphologie und Entstehung von möglichen **endogenen Ablagerungen** als Folge kryovulkanischer Aktivität;
7. Vorhandensein und Beweglichkeit von **leichtflüchtigen Frostsichten** in höheren Breiten;
8. spektrale Anzeichen von **Eis-Silikatmischungen** auf der Oberfläche.

In der Liste fehlt als Beobachtungsziel die detaillierte Untersuchung der **Kraterbenen**. Während der Nominellen Mission war lediglich eine einzige derartige Beobachtung geplant. Während der GEM und der GMM ergaben sich weitere Gelegenheiten, die Kraterbenen in höherer Auflösung abzubilden (siehe unten).

Die Bildsequenzen selbst können nach ihren durchschnittlichen räumlichen Auflösungen in folgende Gruppen eingeteilt werden:

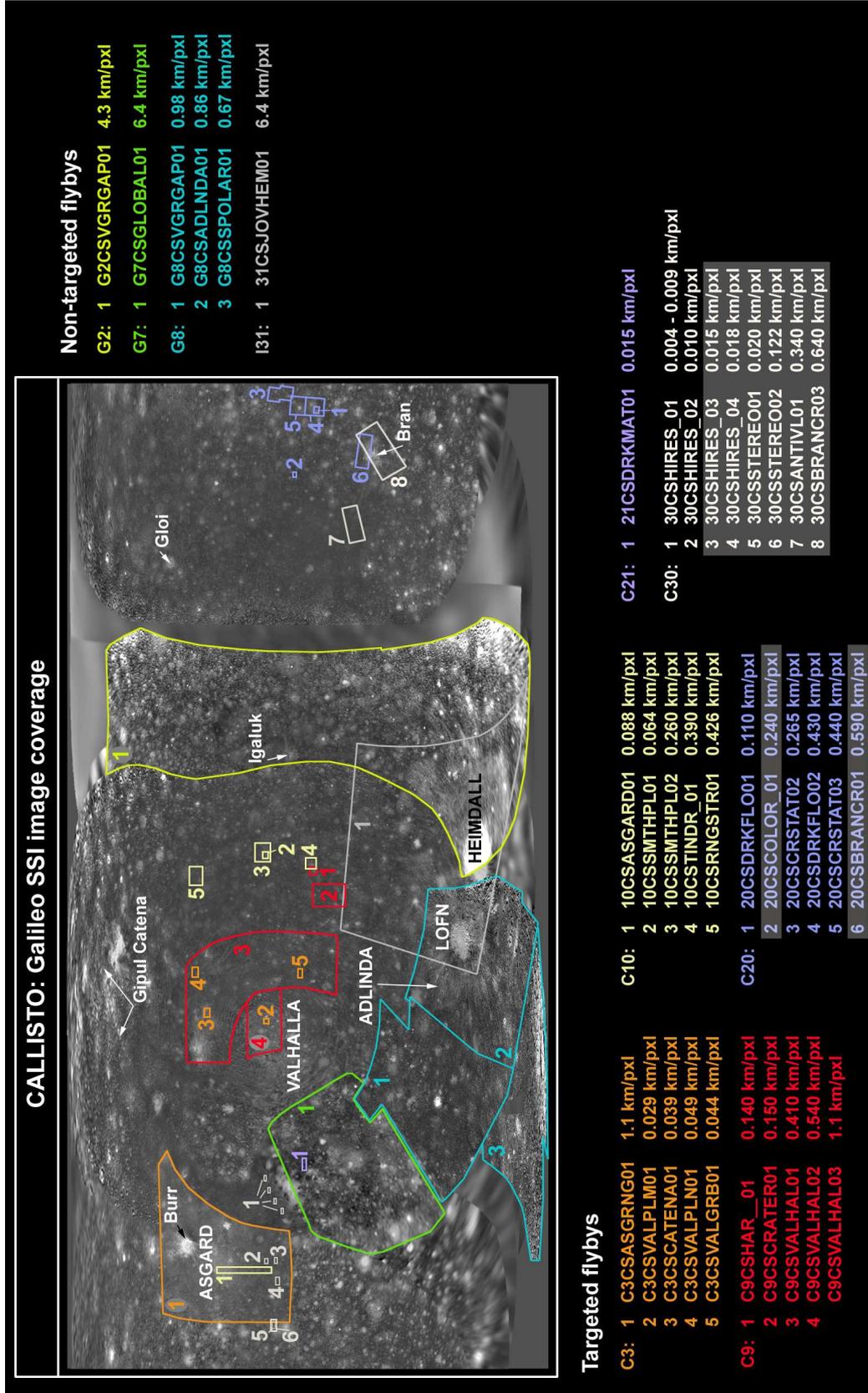


Abbildung 5.5.: Bildabdeckung von Callisto während der gesamten Galileo-Mission. Hier nicht berücksichtigt sind globale Aufnahmen in mehreren Farbfiltern mit geringer räumlicher Auflösung. Bilddaten von Callisto in mittlerer bis höchster Auflösung wurden in den Orbits G2, C3, G8, C9, C10, C20, C21 und C30 aufgenommen. Lediglich die schattiert gekennzeichneten Zielgebiete wurden hier nicht detailliert bearbeitet. Äquidistantes Mosaik aus Voyager- und Galileo-Daten.

- *Globale Auflösung*: meist Aufnahmen in mehreren Farbfiltern und räumlichen Auflösungen von 4 km/pxl und weniger (Multispektralanalyse und Photometrie, entweder bei niedrigen oder hohen Phasenwinkeln; in einigen Fällen konnten Voyager-Lücken nur mit Daten globaler Auflösung geschlossen werden);
- *Globale bis regionale Auflösungen* von etwa 4 km/pxl bis zu 700 m/pxl;
- *Regionale Auflösung* zwischen etwa 700 und 100 m/pxl (*regional mapping*);
- *Aufnahmen mit hohen und höchsten Auflösungen* unter 100 m/pxl bis zu 5 m/pxl;

Die SSI-Kamera nahm während der nominellen Galileo-Mission bei drei gezielten (*targeted*) und fünf ungezielten Vorbeiflügen (*non-targeted encounters*) an Callisto 118 Einzelbilder mit räumlichen Auflösungen zwischen 17 km/pxl und 29 m/pxl auf (*Klemaszewski et al.*, 1998b). Die geographische Lage der erfassten Gebiete und ihre jeweils höchste Auflösung in Kilometer pro Bildpunkt ist in Bild 5.5 zusammengestellt. Weitere Daten zu den einzelnen Vorbeiflügen sind Tabelle 4.1 (Abschnitt 4.3.2) zu entnehmen.

Zusätzliche Beobachtungszielgebiete wurden anhand der an diesen Bilddaten gewonnen Erkenntnisse definiert. Schwerpunkt der GEM-Zielgebiete (Orbits C20 und C21) waren dabei die während der Nominellen Mission kaum berücksichtigten Kraterebenen in einer maximalen Auflösung von 15 m/pxl. Weitere Schwerpunkte waren ein größerer Krater (Bran) und die von *Schenk* (1995) als *dark flows* bezeichneten Einheiten. Die Lage dieser GEM-Zielgebiete und ihre räumlichen Auflösungen sind ebenfalls in Bild 5.5 enthalten. Während des unwiderrufflich letzten gezielten Vorbeiflugs an Callisto am 25. Mai 2001 (Orbit C30) während der Galileo Millennium Mission (GMM) wurden die mit etwa 5 m/pxl am höchsten aufgelösten Bilddaten eines Galileischen Mondes erhalten (Einzelheiten siehe Bild 5.5 und Tabelle 4.3 (Abschnitt 4.3.2)).

5.4.4. Die Kraterebenen in hoher Auflösung

Da die meisten von der SSI-Kamera gewonnenen räumlich hoch aufgelösten Bilddaten (< 100 m/pxl) hier erstmals detailliert ausgewertet wurden, beschränkt sich die folgende Beschreibung der geologischen und morphologischen Charakteristika in diesen Daten lediglich auf grundlegende Ergebnisse (vergl. *Moore et al.*, 1999, 2004; *Greeley et al.*, 2000b). Ein Detail eines Mosaiks aus vier Einzelbildern aus der Region des Valhalla-Beckens mit 50 m/pxl Auflösung zeigt, stellvertretend für weitere SSI-Zielgebiete, Abbildung 5.6. Dieses Zielgebiet C3CSVALPLN01 umfasst neben den dunklen Kraterebenen den Rand einer Grabenstruktur des Valhalla-Beckens. Die Bildszene ist geprägt durch zwei Haupteinheiten, die sich sowohl in Albedo als auch in der Morphologie deutlich voneinander unterscheiden (*Bender et al.*, 1997a; *Chapman et al.*, 1997; *Klemaszewski et al.*, 1998b). Helles Material ist in topographisch höher gelegenen Bereichen anzutreffen und meist durch raue Textur charakterisiert. Dunkles Material dagegen liegt topographisch meist tiefer, überzieht das helle Material wie eine Decke (*blanket*) und vermittelt den Eindruck einer welligen Oberfläche (*rolling plains*).

Das helle Material ist vorwiegend anzutreffen in schmalen Rücken (**R** in Bild 5.6), in Kraterterrändern, die unter Umständen extrem stark abgetragen sein können (Pfeile in Bild 5.6),

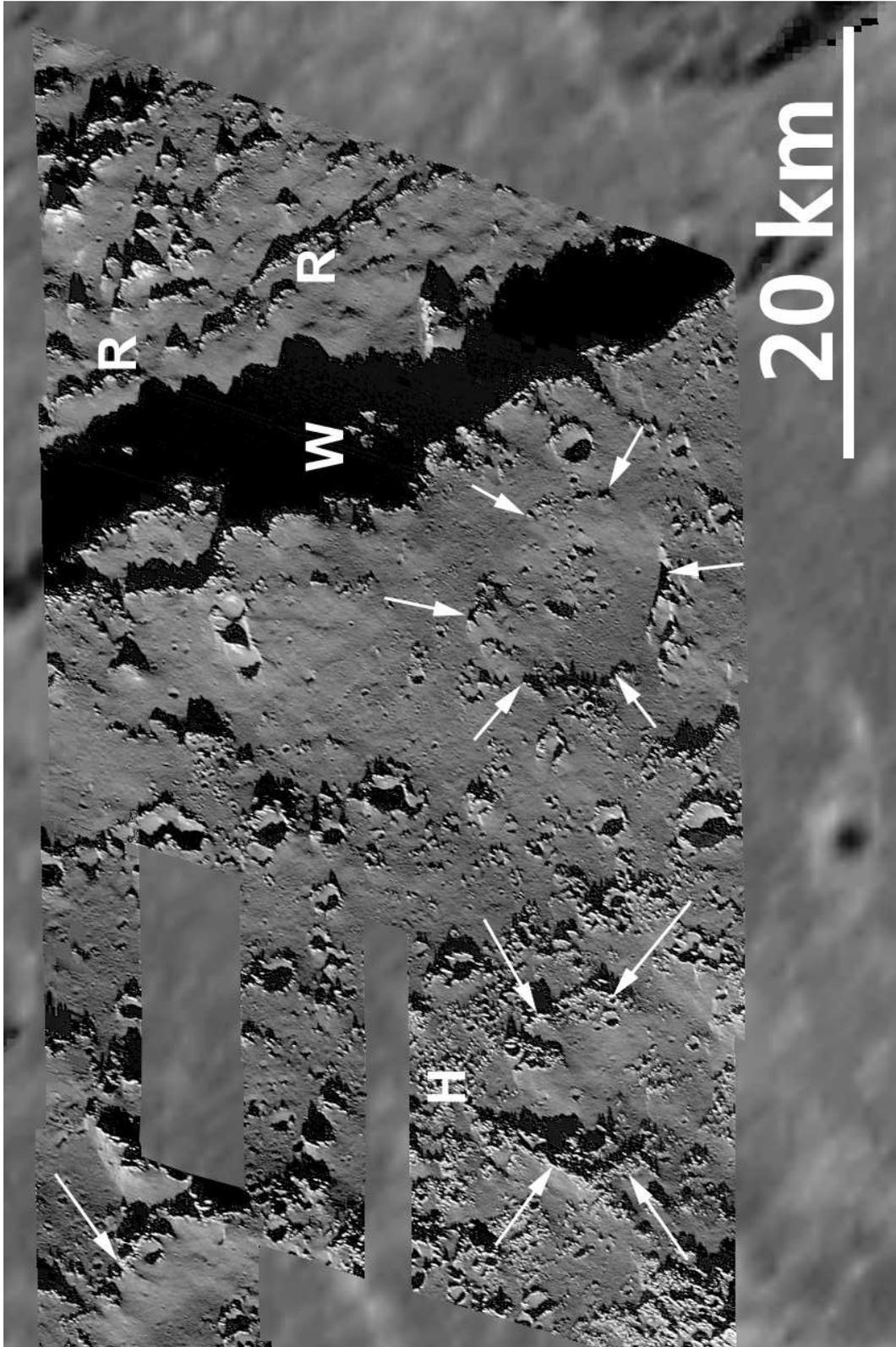


Abbildung 5.6.: Die Callisto-Oberfläche bei einer Auflösung von 50 m/pxl. Ausschnitt des C3-Zielgebiets C3CSVALPLN01 (Bildnummern C3C0065 bis 3C0068). Im Bereich außerhalb dieses Zielgebiets und in den Datenlücken wurde die SSI-Aufnahme C9C0016 vom neunten Orbit (Zielgebiet C9CSVALHAL01, Auflösung 410 m/pxl) unterlegt.

und in grob texturierten Gebieten von mehreren Kilometern räumlicher Ausdehnung, in deren Vertiefungen sich mitunter dunkleres Material ansammelt (**H** in Bild 5.6). Dieses letztere als *Honigwabentextur* (*honeycomb texture*) bezeichnete Phänomen lässt sich morphologisch am ehesten mit terrestrischem, durch Lösungsverwitterung angegriffenem Kalkstein vergleichen (*Moore et al.*, 1997). Die Honigwabentextur ist bisher nicht auf den beiden anderen Eismonden des Jupiter beobachtet worden. Sie tritt ebenfalls nicht auf den Eismonden des Saturn in Erscheinung (vergl. z. B. *Wagner et al.*, 2006b). Helles Material kommt ferner auch an Steilhängen, etwa in Grabenstrukturen (**W** in Bild 5.6) vor, ist im vorliegenden Zielgebiet an dieser Stelle jedoch weitgehend im Schatten (*Moore et al.*, 1997).

Bei diesen hohen Auflösungen sind Helligkeitsunterschiede zwischen hellem und dunklem Materials deutlich größer als bei niedrigeren Auflösungen (vergl. weiter oben Abschnitt 5.4.2). Die geometrische Albedo des dunklen Materials beträgt etwa 0.2, die des hellen Materials dagegen 0.8; zwischen beiden Extremwerten gibt es kaum Übergänge (*Moore et al.*, 1999).

Herkunft und Transportprozesse des dunklen, "mobilen" Materials sind noch weitgehend unklar. Ein Ursprung vorwiegend durch Erosion und Abtragung ist die derzeit vorwiegend vertretene Ansicht (*Chapman et al.*, 1997; *Moore et al.*, 1997, 1999, 2004; *Klemaszewski et al.*, 1998b; *Greeley et al.*, 2000b). Dunkles Material reichert sich durch den Verlust flüchtiger Bestandteile (z. B. Wassereis und/oder Kohlendioxid) an. Mögliche verursachende Mechanismen hierfür sind Impakte, magnetosphärisches Bombardement, oder Sublimation (ebd.). Als Verteilungsmechanismus für das dunkle Material wird außerdem ein so exotischer Prozess wie elektrostatische Levitation diskutiert (*Klemaszewski et al.*, 1998b, und Zitate darin). *Moore et al.* (1999 und 2004) konnten zeigen, dass CO₂ eine wesentliche und im Vergleich zu Ganymed aktivere Rolle bei Sublimations- und Erosionsprozessen spielt. Die Geländeformen auf Callisto sind deutlich stärker abgetragen als auf Ganymed (ebd.).

5.4.5. Impaktkraterformen

Die Krater auf Callisto und Ganymed lassen sich in drei Hauptgruppen einteilen (*Passey und Shoemaker*, 1982): (1) *Reguläre Krater*, (2) *Palimpseste*; zwischen beiden Gruppen gibt es mit den so genannten *Penepalimpsesten* oder *Dom-Kratern* Übergangsformen. Eine dritte Gruppe bilden (3) *Ringbecken* als größte Impaktstrukturen mit teilweise mehreren 1000 km Durchmesser. Die Krater auf Callisto und Ganymed sind in ihrer Form weitgehend identisch, beginnen aber ihrerseits oberhalb von etwa 30 - 35 km, signifikant ab etwa 60 km, in ihrer Morphologie von Kratern auf den terrestrischen Planeten abzuweichen (*Passey und Shoemaker*, 1982; *Schenk et al.*, 2004).

Die Krater unter 10 - 20 km Durchmesser sind den lunaren Kratern ähnlich. Kleinere Krater < 3 km sind durch Schüsselform (*bowl shape*) gekennzeichnet (*Schenk et al.*, 2004). Mit wachsendem Durchmesser bis etwa 35 km treten mehr und mehr komplexe Kraterformen mit Zentralbergen oder Zentralmulden auf. Allerdings sind diese Krater insgesamt flacher als vergleichbare Krater auf silikatischen Oberflächen (*Schenk*, 1991; *Schenk et al.*, 2004). Bild 5.7 (a, b) zeigt zwei Beispiele relativ großer Krater (ca. 50 km) aus dem Zielgebiet G8CSSPOLAR01 mit Zentralberg oder Zentralring.

Ab einem Durchmesser von etwa 35 km sind Krater mit Zentralmulde auf Callisto wie Ganymed der Regelfall (*Schenk, 1991, 1993; Schenk et al., 2004*). Bei der großen Mehrheit dieser bis zu mehr als 150 km großen *central pit craters* (Abb. 5.7 (c)) ist der Durchmesser der Zentralmulde, gemessen an ihrem deutlich erhabenen Rand, klein im Verhältnis zum Kraterrand (*Moore und Malin, 1988*). Seltener als dieser Formentypus sind Krater mit einer im Vergleich zum Kraterdurchmesser großen Zentralmulde wie bei Krater Keelut (64 km) in Bild 5.7 (d) (Zielgebiet: G8CSSPOLAR01).

Mit steigenden Durchmessern (> 40-50 km) treten teilweise Kraterformen auf, bei denen der zentrale Dom die dominierende Struktur ist, während der eigentliche Kraterrand topographisch nur noch gering ausgeprägt ist. Für diesen Kratertypus herrscht keine einheitliche Nomenklatur. *Moore und Malin (1988)* und *Schenk (1993)* nennen sie **large dome craters** oder auch **anomalous dome craters**. *Croft (1983)* wiederum bezeichnet sie als **anomalous pit craters**. In beiden Fällen bezieht sich der Term "anomalous" auf den im Verhältnis zum Kraterdurchmesser großen Dom im Zentrum des Kraters bzw. in der Zentralmulde. *Passey und Shoemaker (1982)* prägten für diesen Typus den Begriff **penepalimpsest type II**. Im Folgenden werden die Begriffe Dom-Krater oder Penepalimpsest äquivalent verwendet.

Ein Dom-Krater, bei dem sowohl Kraterrand als auch Zentralmuldenrand teilweise erhalten sind, ist der in Bild 5.7 (e) gezeigte Krater Oluksak (87 km, Zielgebiet G8CSVGRGAP01). Typisch für diese Dom-Krater oder Penepalimpseste ist der nicht scharfe, sondern teilweise stark zergliederte Rand der Zentralmulde, die den Dom umgibt (senkrechte Pfeile in Abb. 5.7 (e)). Der eigentliche, im östlichen Bereich stärker abgetragene Kraterrand (waagrechte Pfeile) ist hier noch gut erkennbar. Die hellen Ejekta des Kraters sind dagegen zum Großteil abgetragen bzw. überdeckt.

Deutlich wird die starke Zergliederung des Muldenrandes in Krater Jalkr (Bild 5.7 (f); 83 km, Zielgebiet G8CSVGRGAP01). Der zergliederte Rand könnte hier aber auch den eigentlichen Kraterrand darstellen. Andernfalls wäre er vollständig abgetragen oder bei der Entstehung des Kraters nicht entstanden, bzw. kurz nach der Entstehung bereits relaxiert oder kollabiert. Lediglich die durch Pfeile angezeigten Massive könnten in diesem Fall "Reste" des Kraterrandes darstellen. Jalkr ähnelt dem Penepalimpsest Neith auf Ganymed (Zielgebiet G7CSNEITH_01). Auch bei Neith suggeriert der ausgeprägte zergliederte Rand der Zentralmulde den Kraterrand, während der eigentliche Kraterrand kaum erkennbar ist. Fälschlicherweise ist im *Gazetteer of Planetary Nomenclature* des U. S. Geologic Survey der Durchmesser mit 88 km angegeben, was aber dem Durchmesser der Zentralmulde entspricht. Der kaum erkennbare Kraterrand lässt sich aber anhand der kontinuierlichen Ejekta lokalisieren, wie *Wagner et al. (1998b)* (bestätigt durch *Schenk et al. (2004)*) zeigen konnten. Der tatsächliche Kraterrand von Neith liegt damit etwa bei einem Durchmesser von 175 km.

Die folgenden drei Penepalimpseste (alle aus dem SSI-Zielgebiet G8CSVGRGAP01), Barri (Abb. 5.7 (g), 69 km), Bifindi (Abb. 5.7 (h), 58 km) und Nakki (Abb. 5.7 (i), 60 km) weisen in ihren hellen kontinuierlichen Ejekta und im zergliederten Rand der Zentralmulde starke Erosionserscheinungen auf, bzw. sind durch jüngere dunkle Ablagerungen überdeckt. Die in Bild 5.7 (j) dargestellte, oberhalb des 22 km großen Kraters Orestheus (am unteren Bildrand) gelegene unbenannte Impaktstruktur lässt weder einen deutlichen Dom noch einen zergliederten Zen-

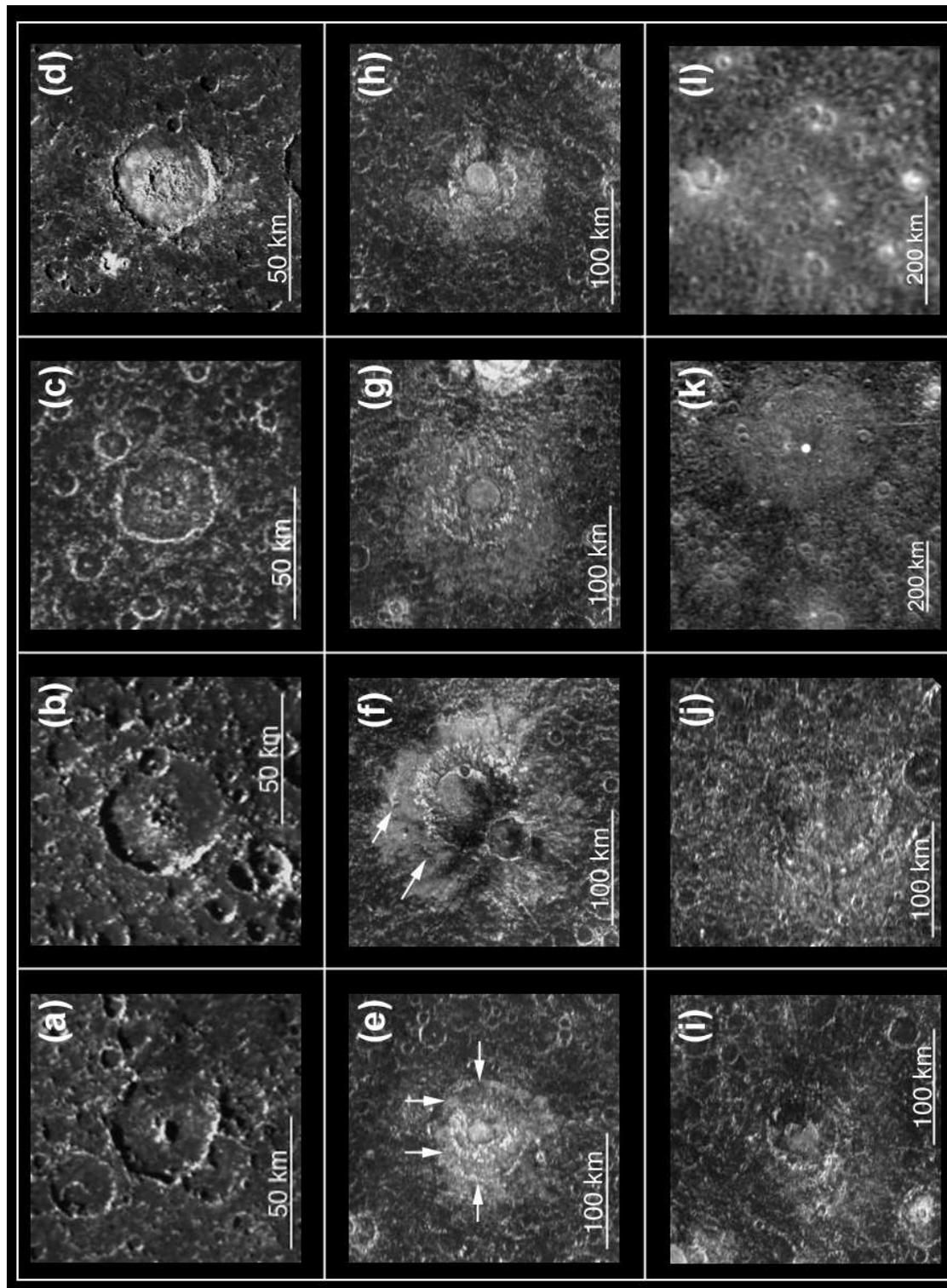


Abbildung 5.7.: Kraterformen auf Callisto in unterschiedlichen Abtragungszuständen: reguläre Krater mit Zentralberg(en), -ring oder -mulde (a – d), Dom-Krater (Penepalimpseste) (e – j), Palimpseste (k – l). Nähere Erläuterungen siehe Text.

tralmuldenrand erkennen. Die gesamte Struktur erscheint weitgehend abgetragen und stellt ein Endstadium in der Entwicklung von Penepalimpsesten oder Dom-Kratern dar.

Palimpseste wurden erstmals in den dunklen Gebieten auf Ganymed erkannt (*Smith et al.*, 1979b; *Passey und Shoemaker*, 1982) (vergl. Abschnitt 5.3.3). In der Zwischenzeit wurde ihre Impakterkunft eindeutig nachgewiesen (*Moore et al.*, 1998). Das in Bild 5.7 (k) gezeigte Palimpsest Kol Facula (400 km, Zielgebiet G2CSVGRGAP01) ähnelt vergleichbaren Formen auf Ganymed, z. B. Memphis Facula. In den hellen, meist kreisrunden Flecken sind nur in wenigen Fällen ringförmige Strukturen nachzuweisen. Kennzeichnend für Palimpseste ist die geringe topographische Ausprägung von Kraterändern, die Strukturen sind insgesamt sehr flach. In hoch aufgelösten Bilddaten konnten *Moore et al.* (1998) zweifelsfrei nachweisen, dass der äußere Rand des hellen Bereichs der Grenze der kontinuierlichen Ejekta entspricht und der eigentliche, nicht vorhandene Kratertrand sich innerhalb des Palimpsests befinden muß, wie bereits von *Lucchitta und Ferguson* (1988) vermutet.

Palimpseste liegen wie die übrigen Kraterformen in unterschiedlichen Erosionszuständen vor. Das Palimpsest in Bild 5.7 (k) ist sehr gut erhalten, das in Abb. 5.7 (l) dagegen bereits merklich abgetragen und von jüngeren Einheiten (Kratern und einer sich nach Westen erstreckenden Kraterkette) überdeckt.

Palimpseste auf Ganymed kommen nicht nur in den dunklen Gebieten vor, sondern in einigen Fällen auch in den jüngeren hellen. Diese Exemplare weisen eine deutlicher ausgeprägte Topographie auf, meist einen bis zwei "Ringe", unterscheiden sich aber immer noch von den Dom-Kratern. *Passey und Shoemaker* (1982) nannten diesen Typus *penepalimpsest type I*. Diese Impaktstrukturen sind auf Callisto nicht nachzuweisen.

Passey und Shoemaker (1982) ebenso wie *Schenk et al.* (2004) diskutierten, dass die Zahl der Palimpseste auf Callisto im Vergleich zu Ganymed geringer ist. Weiter oben in Abschnitt 5.4.4 wurde die weiter fortgeschrittene Erosion und Degradation von Oberflächenformen auf Callisto verglichen mit Ganymed genannt. Es ist zu vermuten, dass die Palimpseste auf Callisto zwar in vergleichbarer Zahl vorhanden, aber stärker abgetragen und deshalb schwerer erkennbar sind.

Die Schichtung der Eisoberflächen von Ganymed und Callisto in Zonen unterschiedlicher Rheologie, dazu möglicherweise die Anwesenheit flüssigen Wassers in einiger Tiefe (vergl. hierzu Abschnitt 5.8.4) lassen vor allem bei den großen Kratern die eben beschriebenen charakteristischen Formen entstehen, die von silikatischen Oberflächen her nicht bekannt sind. *Schenk et al.* (2004) fassten die derzeit diskutierten Bildungsmodelle dieser Impaktstrukturen zusammen. Zentralmulden entstehen demnach durch Kollaps eines Zentralberges, wenn der Stress an der Basis des Berges durch die Auflast des aufgetürmten Materials höher ist als die Materialfestigkeit (*Passey und Shoemaker*, 1982). Da die Festigkeit des Eismaterials, abhängig von Dichte und Gravitation, etwa einen Faktor 10 unter der von Gestein liegt, erklärt dies die höhere Anzahl von Zentralmuldenkratern gegenüber Zentralbergen auf den beiden Satelliten (*Schenk*, 1993).

Bei den "anormalen" Dom-Kratern bzw. Penepalimpsesten scheint sich als wahrscheinlichster Bildungsmechanismus eine rasche Hebung duktilen Materials unmittelbar nach dem Impakt herauszukristallisieren (*Schenk*, 1993). Das Material des Doms unterscheidet sich damit rheologisch vom Material nahe der Oberfläche. Wäre der Dom durch einen einige Zeit nach dem

Einschlag aufsteigenden Diapir im bereits erkalteten Material entstanden, müssten, entgegen den Beobachtungen, radiale oder konzentrische Klüfte oder Brüche um den Dom nachzuweisen sein (Moore und Malin, 1988; Schenk, 1993).

Palimpseste wurden seit ihrer ersten Beschreibung in den Voyager-Daten (Smith *et al.*, 1979b) als Impaktstrukturen angesehen, deren Topographie durch viskose Relaxation weitgehend bis vollständig verschwunden ist. Ein Impaktursprung für Palimpseste wurde, zumindest für einige dieser Exemplare auf Ganymed, in Frage gestellt (Squyres, 1981). Sekundärkrater, die außerhalb des hellen Randes ansetzen und sich radial nach außen erstrecken, sind jedoch ein eindeutiger Hinweis auf einen Impaktursprung (Moore *et al.*, 1998). Da Reste von Kraterrändern in höherer Auflösung noch nachzuweisen sind, kann viskose Relaxation nicht allein der Grund für die insgesamt flache Topographie sein. Schenk (1991) vermutete, dass die fehlende Topographie ein Ergebnis niedriger Materialfestigkeit ist und sich erhabene Formen wie Kraterränder bereits bei der Entstehung der Impaktstruktur überhaupt nicht oder nur teilweise gebildet haben. Der Bildungsmechanismus, der zur Entstehung von Palimpsesten führt, ist nach wie vor nicht genau bekannt. Es wird vermutet, dass (a) der in früherer Zeit höhere Wärmefluss, (b) eine verglichen mit späterer Zeit niedrigere Materialfestigkeit und (c) Einschläge hoher Energie, bei der das Projektil in eine duktile, plastische oder sogar flüssige Schicht vordringen konnte, Ursache dieser für Ganymed und Callisto charakteristischen Kraterformen sind (Pappalardo *et al.*, 2004).

Multiringstrukturen stellen die größten Impaktstrukturen auf Callisto und Ganymed dar. Ihre Durchmesser liegen über 200 km und können bis zu mehr als 4000 km erreichen. Anders als vergleichbare Becken auf den terrestrischen Planeten sind sie durch eine Vielzahl von Ringen charakterisiert, die unterschiedliche Rheologie und Schichtung in der Eiskruste anzeigen. Sie stellen wichtige stratigraphische Marken dar und werden zur chronostratigraphischen Unterteilung herangezogen. Aus Platzgründen werden sie an anderer Stelle näher eingeführt (vergl. Abschnitte 7.4.5, 8.4, 8.5). Eine weitere, hier lediglich der Vollständigkeit halber erwähnte Impaktform sind **Kraterketten** mit mehreren hundert Kilometern Ausdehnung, die nicht durch sekundäre Einschläge entstanden sind, sondern ihren Ursprung mit hoher Wahrscheinlichkeit in zersplitteten Projektilen haben (Schenk *et al.*, 2004). Einige konnten durch die SSI-Kamera in höherer Auflösung abgebildet werden (vergl. Abschnitt 8.4.8).

In den beiden folgenden Abschnitten 5.5 und 5.6 werden physikalische und spektrale Eigenschaften der Oberflächen der Galileischen Satelliten kurz eingeführt. Der Schwerpunkt liegt hier auf der Beschreibung der photometrischen und spektralen Parametern der Callisto-Oberfläche.

5.5. Physikalische Eigenschaften der Oberflächen

Physikalische Parameter planetarer Oberflächen - z. B. Albedo, Porosität, mittlere Partikelgröße, Rauigkeit, Vor- oder Rückwärtsstreuung - werden durch Messungen der gestreuten Lichtintensität bestimmt und in einer Reihe **photometrischer Modellfunktionen** beschrieben. Ergebnisse photometrischer Untersuchungen und daraus abgeleitete Oberflächenparameter gehen in die *photometrische Korrektur* bei der systematischen Bilddatenprozessierung ein (vergl. Abschnitt 7.2.3.4). Die Beleuchtungsgeometrie, unter der eine Oberfläche beobachtet wird, ist

durch die drei Winkel Einfallswinkel, Ausfallswinkel, und Phasenwinkel gegeben. Der **Phasenwinkel** α ist definiert als Winkel zwischen der Einfallrichtung des Sonnenlichtes und Ausfallrichtung des gestreuten Lichts. Einfallender und ausfallender Strahl spannen mit der Normalen zur Oberfläche den **Einfallswinkel** i und **Ausfallswinkel** ϵ auf. Der Phasenwinkel wiederum wird in der von Einfallswinkel- und Ausfallswinkelrichtung aufgespannten Ebene gemessen.

Unter dem **Reflexionsgrad** (*reflectance*), der ein Maß für das Reflexionsvermögen einer (nicht spiegelnden) planetaren Oberfläche ist und der in Abhängigkeit des Phasenwinkels gemessen wird, versteht man den (dimensionslosen) Quotienten I/F , dessen Wert zwischen 0 und 1 liegt (zur Definition von I und F siehe Abschnitt 6.1.2). Im weiteren Sinn spricht man anstelle vom Reflexionsgrad häufig auch von **Albedo**.

Die Albedo wird bei photogeologischen Kartierungen als qualitatives Maß für Helligkeitsunterschiede zwischen einzelnen geologischen Einheiten verstanden, ist aber genauer definiert:

- Die *geometrische Albedo* (p) beschreibt das prozentuale Verhältnis zwischen reflektiertem und einfallendem Sonnenlicht bei einem Phasenwinkel von $\alpha = 0^\circ$.
- Die *Bond-Albedo* oder *sphärische Albedo* (A_B) gibt das prozentuale Verhältnis zwischen dem in alle Raumrichtungen abgestrahlten Licht zum einfallenden Licht an.

Für die geometrische Albedo p der Galileischen Satelliten wurden Werte von ~ 0.17 für Callisto, ~ 0.43 für Ganymed, ~ 0.64 für Europa und ~ 0.63 für Io ermittelt (Veverka, 1977a; Smith et al., 1979a). Verglichen mit dem Erdmond ($p = 0.1$) sind die Galileischen Satelliten damit ziemlich hell. Die Hauptursache für diese hohen Albedowerte liegt bei den drei äußeren Galileischen Satelliten im Vorhandensein von Wassereis auf den Oberflächen (Veverka et al., 1986; McCord et al., 1998) (vergl. nachfolgenden Abschnitt 5.6).

Die Albedos der Galileischen Satelliten variieren mit der Umdrehung der Satelliten um Jupiter: Bei Io, Europa und Ganymed sind die Bugseiten um 10 - 15 % heller als die Heckseiten; Callisto verhält sich hier genau umgekehrt (z. B. Veverka, 1977a). Diese Effekte sind außerdem wellenlängenabhängig (vergl. Abschnitt 5.6).

Vor Voyager war man von der Erde aus auf einen relativ engen Phasenwinkelbereich zwischen etwa 0° und 12° eingeschränkt. Mit abnehmendem Phasenwinkel bis $\approx 5^\circ$ nimmt die Helligkeit annähernd linear zu, unter 5° dagegen tritt bei den meisten bekannten Planeten oder Satelliten ein nicht-linearer starker Anstieg der Helligkeit auf. Dieses Phänomen wird als *Oppositionseffekt* (*opposition effect* oder *opposition surge*) bezeichnet. Der Oppositionseffekt wird durch die Porosität der Oberfläche kontrolliert, da unterhalb eines bestimmten Phasenwinkelbereichs das einfallende Licht auch Partien der Oberfläche erreicht, die bei größeren Phasenwinkeln durch benachbarte Oberflächenbestandteile abgeschattet werden (vergl. Veverka, 1977a, und Zitate darin).

Einfache photometrische Modelle berücksichtigen nur die Größen der drei photometrischen Winkel α , i und ϵ . Das **Minnaert-Modell** wird durch die Gleichung

$$I/F = B_o(\alpha) \cdot \mu_o^{k(\alpha)} \cdot \mu^{k(\alpha)-1} \quad (5.2)$$

beschrieben. Die beiden Parameter B_o und k sind nicht nur vom Phasenwinkel, sondern auch von der Wellenlänge abhängig²². Der Parameter k wird als Randverdunklungs-Parameter (*limb-darkening parameter*) bezeichnet. Das Minnaert-Modell gibt die photometrischen Eigenschaften unterschiedlicher geologischer Einheiten auf einer Oberfläche nur ungenau wieder, namentlich bei großen Phasenwinkeln, beschreibt jedoch hinreichend genau das durchschnittliche Rückstreuverhalten der gesamten Oberfläche (*Johnson et al.*, 1983; *Veverka et al.*, 1986).

Genauer lassen sich die Oberflächen der drei Galileischen Eissatelliten und ihrer geologischen Haupteinheiten durch das **Squyres-Veverka-** bzw. **Buratti-Veverka-Gesetz** (*Squyres und Veverka*, 1981; *Buratti und Veverka*, 1983) beschreiben:

$$I/F = A \cdot \frac{\mu_o}{\mu_o + \mu} \cdot f(\alpha) + B \cdot \mu_o \quad (5.3)$$

mit $\mu_o = \cos i$ und $\mu = \cos \epsilon$. Die Koeffizienten A , B und f sind nur vom Phasenwinkel abhängig.

Die in Bild 5.8 gezeigten Phasenkurven der beiden geologischen Haupteinheiten von Ganymed und der dunklen Kraterebenen von Callisto, die auf photometrischen Messungen von Clear-Filterdaten der Voyager-Kamera beruhen, ähneln der Phasenkurve des Erdmondes (Durchschnittswert), oder auch der des Marsmondes Phobos (*Squyres und Veverka*, 1981). Der Oppositionseffekt ist bei beiden Satelliten aber ausgeprägter. Die Kurven sind konkav nach oben gewölbt, mit Ausnahme der hellen Krater auf Ganymed und Callisto, deren Phasenkurve konkav nach unten gewölbt ist. Die Streueigenschaften dieser Einheiten können durch den linken Term in Gleichung 5.3 mit $A = 1$ und $B = 0$ beschrieben werden (*Squyres und Veverka*, 1981). Der Phasenkurven-Term $f(\alpha)$ aus Gleichung 5.3 folgt einem Polynom der Form:

$$f(\alpha) = a + b \cdot \alpha + c \cdot e^{-d \cdot \alpha} \quad (5.4)$$

Werte dieser vier Polynom-Koeffizienten für die geologischen Haupteinheiten beider Satelliten sind in Tabelle 5.3 im Vergleich mit Durchschnittswerten für den Erdmond und den Marsmond Phobos zusammengestellt (ebd.).

Das derzeit genaueste existierende photometrische Modell nach **Hapke**, das durch mehrere komplizierte mathematische Terme ausgedrückt wird, beschreibt die Streueigenschaften einer Oberfläche zusätzlich zu den drei photometrischen Winkeln in Abhängigkeit physikalischer und geologisch interpretierbarer Parameter (*Hapke*, 1986, und Zitate darin). Zur Bestimmung von Hapke-Parametern ist eine Vielzahl von Bilddaten des gleichen Gebiets unter den unterschiedlichsten Phasenwinkeln erforderlich, eine Bedingung, die nur für wenige Gebiete auf den Galileischen Satelliten von Voyager oder Galileo erfüllt werden konnte.

²²Für den Fall $k = 1$ geht das Minnaert-Modell über in das **Lambert-Modell**, gegeben durch die Gleichung $I/F = B_o \cdot \cos(i)$. Es wird zur photometrischen Korrektur nicht verwendet, da keine bekannte Planetenoberfläche nach diesem Gesetz streut.

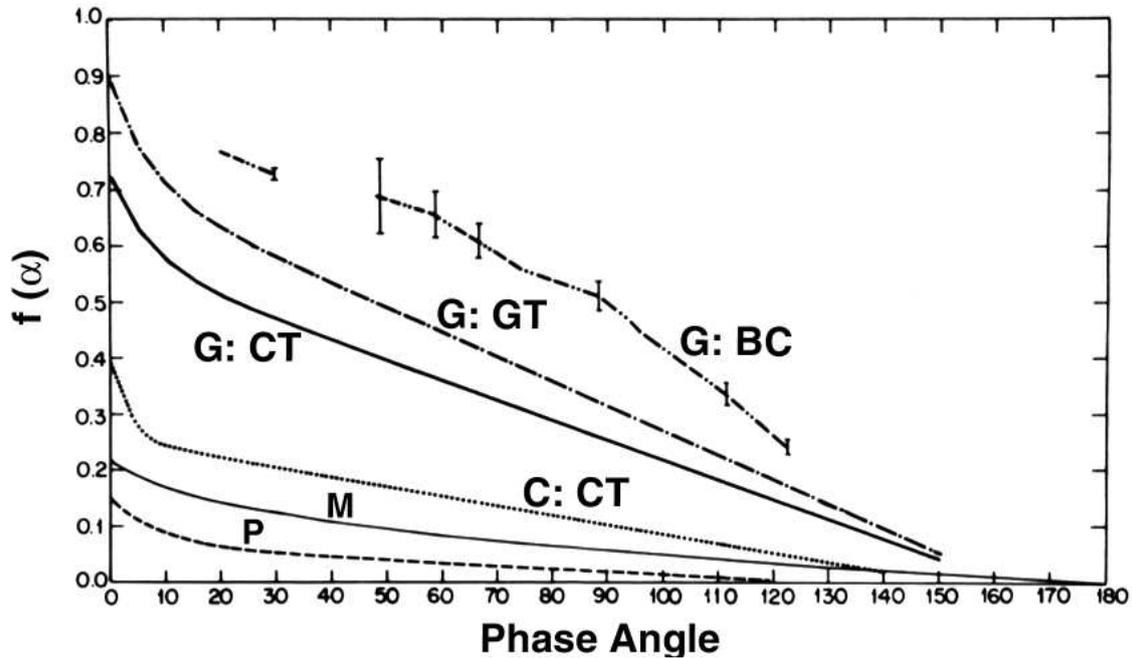


Abbildung 5.8.: Differentielle Photometrie geologischer Einheiten auf Ganymed und Callisto. Erläuterungen zu den Kurven: **G: BC** Ganymed, bright craters, **G: GT** Ganymed, grooved terrain, **G: CT** Ganymed, cratered terrain, **C: CT** Callisto, cratered terrain. Zum Vergleich sind Phasenkurven des Erdmondes (**M** average moon) und des Marsmondes Phobos (**P**) gezeigt. Photometrisches Modell nach den Gleichungen 5.3 und 5.4. Abbildung modifiziert aus *Squyres und Veverka* (1981) (Fig. 26). Weitere Erläuterungen siehe Text.

Geologische Einheit	a	b	c	d
Ganymed: helle Gebiete	0.71	-0.0044	0.18	0.14
Ganymed: dunkle Gebiete	0.57	-0.0035	0.14	0.14
Callisto: dunkle Gebiete	0.26	-0.0018	0.13	0.37
Mond	0.10	-0.0055	0.12	0.05
Phobos	0.04	-0.0003	0.10	0.26

Tabelle 5.3.: Koeffizienten der Phasenkurven geologischer Einheiten auf Ganymed und Callisto (*Squyres und Veverka*, 1981) mit den Koeffizienten $a - d$ aus Gleichung 5.4. Zum Vergleich sind die Durchschnittswerte für den Erdmond und den Marsmond Phobos mit angegeben.

Untersuchungen der Ganymed- und Callisto-Oberflächen von *Buratti* (1991) unter Verwendung des Hapke-Modells hatten zum Ziel, Unterschiede in den photometrischen Parametern zwischen Bug- und Heckseiten beider Satelliten aufzudecken. Ursachen, die auf die Mikrostruktur der Oberfläche einwirken können, sind (1) das Bombardement durch Mikrometeoriten, das nach Ansicht von *Shoemaker und Wolfe* (1982) mehr die Bugseiten beeinflusst, oder (2) Wechselwirkungen mit der Magnetosphäre. Letztere Einflüsse sind auf der Heckseite wirksamer, da das Jupitermagnetfeld mit Jupiter mitrotiert (*co-rotation*) und Callisto auf seiner Bahn überholt (z. B. *Cheng et al.*, 1986; vergl. auch Abschnitt 5.6).

Bei Ganymed balancieren sich Mikrometeoritenbombardement und Wechselwirkungen mit der Magnetosphäre weitgehend aus, daher sind keine nennenswerten Unterschiede in den photometrischen Modellparametern zwischen beiden Hemisphären nachzuweisen (*Buratti*, 1991). Allerdings hat das stärkere Bombardement durch Mikrometeoriten eine höhere geometrische Albedo der Bugseite (0.46 ± 0.05) zur Folge, während die auf der Heckseite stärkeren magnetosphärischen Effekte für die niedrigere Albedo (0.43 ± 0.05) verantwortlich sind (ebd.).

Im Unterschied zu Ganymed oder Europa ist die Callisto-Bugseite dunkler als die Heckseite (0.23 ± 0.02 gegenüber 0.20 ± 0.02) (*Buratti*, 1991). *Buratti* (1991) fand, dass die Bugseite des Satelliten weniger kompakt (d. h. poröser) und stärker rückwärts streuend ist als die Heckseite. Callisto ist außerdem zu weit von Jupiter entfernt, um signifikant von der Magnetosphäre beeinflusst zu werden. Den vorherrschenden, die Mikrostruktur der Callisto-Oberfläche beeinflussenden Prozess vermutet *Buratti* (1991) daher ausschließlich im Bombardement durch Mikrometeoriten.

5.6. Zusammensetzung der Oberflächen der Galileischen Eissatelliten

5.6.1. Teleskop-gestützte Messungen und Untersuchungen durch Voyager

Das Vorhandensein von **Wassereis** auf den Oberflächen von Europa, Ganymed und Callisto war bereits vor der Entsendung der Pioneer- und Voyager-Sonden ins Jupitersystem bekannt (*Pilcher et al.*, 1972; *Pollack et al.*, 1978). *Wassereis-Absorptionsbanden* befinden sich im nahen infraroten Bereich des Spektrums bei den Wellenlängen **3.0, 2.0, 1.55, 1.25 und 1.04 μm** (z. B. *Clark et al.*, 1986). Im Gegensatz dazu ist der innerste Galileische Satellit Io an seiner Oberfläche völlig frei von Wassereis. Sein Spektrum wird dominiert durch Absorptionsbanden von *Schwefeldioxid* (*Clark und McCord*, 1980).

Im sichtbaren bis nah-infraroten Wellenlängenbereich zwischen 0.55 und 1.1 μm sind die Werte des Reflexionsgrads weitgehend konstant, nehmen aber vom blauen zum ultravioletten Bereich ($< 0.55 \mu\text{m}$) ab, wie Abbildung 5.9 (a, b) verdeutlicht. Dies zeigt, dass auf den Oberflächen noch anderes Material zusätzlich zum Wassereis - so genanntes **Nichteis-Material** oder **Nichteis-Komponenten** (*non-ice components*) - vorhanden sein muß, möglicherweise in Form von Mineralien, die Fe^{3+} enthalten und in Meteoriten des Typs *kohlige Chondrite*²³ vorkommen (z. B. *Clark et al.*, 1986).

²³Chondrite stellen einen Anteil von etwa 85 % der auf der Erde gefundenen Meteoriten, sind (a) charakterisiert

Das Europa-Spektrum ist durch tiefe Absorptionsbanden bei 1.55 und 2.0 μm charakterisiert, die auf relativ reines Wassereis mit wenig Verunreinigungen hindeuten (Clark, 1980; Clark *et al.*, 1986), wie Bild 5.9 (c) zeigt. Die gleiche Abbildung verdeutlicht ferner das Fehlen von Wassereisbanden auf der Io-Oberfläche. Die Tiefe der beiden Eisabsorptionsbanden ist bei Ganymed geringer, der Anteil von Nichteis-Komponenten im Oberflächenmaterial dementsprechend höher (Clark, 1980; Clark *et al.*, 1986). Die im Vergleich zu Europa und Ganymed noch geringere Tiefe der beiden Absorptionsbanden auf Callisto drückt einen deutlich höheren Anteil von Nichteis-Komponenten im Verhältnis zu Wassereis aus.

Roush *et al.* (1990) und Calvin und Clark (1991) konnten zeigen, dass Laborspektren von Mischungen der drei Komponenten *Wassereis*, *Serpentin* und *Magnetit* mit teleskopischen Spektren von Callisto sehr gut übereinstimmen und die beiden Silikatminerale mögliche Bestandteile des dunklen Materials darstellen könnten. Als mögliche Mineral-Kandidaten für den Felsanteil nennen diese Autoren *Schichtsilikate* - Serpentine mit Fe- und Mg-Endgliedern - vergleichbar denen, die auch in der Matrix primitiver kohlgiger Chondrite vorkommen - und zusätzlich nicht näher identifizierte opake Minerale.

Calvin *et al.* (1995) fassten die bis zur Galileo-Mission bekannten spektralen Eigenschaften der drei Eissatelliten im Wellenlängenbereich 0.2 - 5 μm zusammen (Quelle für 1. - 4. Calvin *et al.* (1995) und darin zitierte Publikationen):

1. Die Mikrostruktur der Europa-Oberfläche verändert sich unter dem Einfluss des Bombardements durch geladene Teilchen der Jupiter-Magnetosphäre, die der Callisto-Oberfläche überwiegend durch das Bombardement von Mikrometeoriten.
2. Die spektralen Einheiten auf Ganymed sind denen seiner beiden Nachbarmonde ähnlich. Die Mikrostruktur seiner Oberfläche weist Einflüsse sowohl der Magnetosphäre wie auch durch Mikrometeoriten-Bombardement auf.
3. Über die Tiefe der Wassereis-Absorptionsbanden in Verbindung mit der Albedo lassen sich Aussagen über die mittlere Korngröße und über Verunreinigungen des Eises durch dunklere Bestandteile treffen. Die tiefsten Absorptionsbanden, damit das reinste Eisspektrum mit mittleren Korngrößen von einigen 100 μm findet sich auf der Bugseite von Europa. Das Eismaterial auf Ganymed ist stärker verunreinigt als auf Europa, besonders auf der dunkleren Heckseite. Die mittleren Korngrößen betragen mehrere 100 μm bis 1 mm. Die Spektren auf beiden Callisto-Hemisphären dagegen zeigen stark verunreinigtes Eis an, mit einer bimodalen Korngrößenverteilung (fein- und grobkörnig) auf der Bug- und einer unimodalen (grobkörnig) auf der Heckseite.
4. Schichtsilikate, die auch in einigen kohlgigen Chondriten nachzuweisen sind, stellen mögliche Kandidaten für das dunkle Oberflächenmaterial auf Callisto und Ganymed dar.

durch eine der solaren Photosphäre ähnlichen chemischen Zusammensetzung, durch (b) eine Textur, die auf geringe oder keine Veränderung seit ihrer Entstehung hinweist, und (c) durch radiometrische Alter vergleichbar dem Alter des Sonnensystems (Sears, 1997).

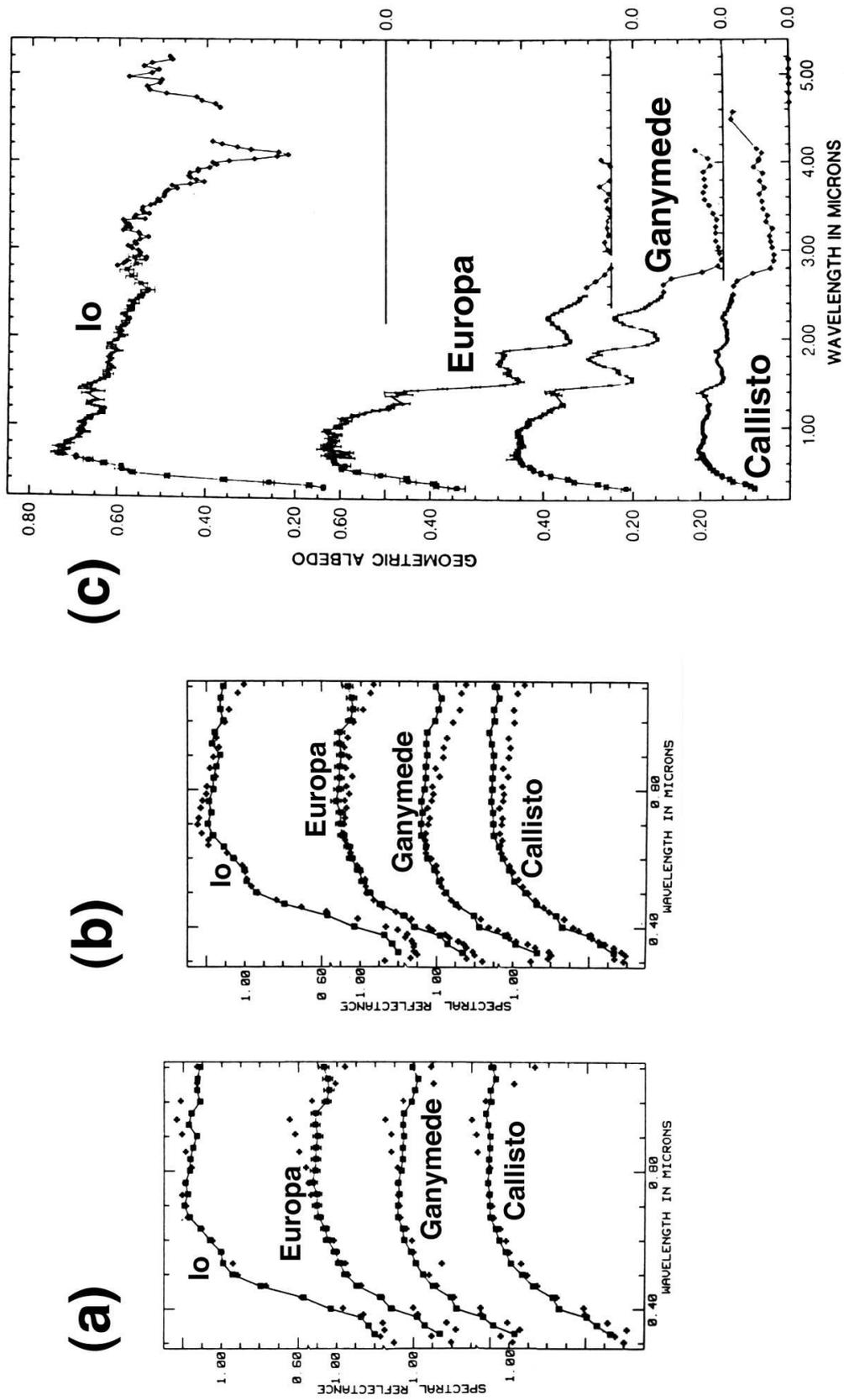


Abbildung 5.9.: Spektren der Galileischen Satelliten im Sichtbaren und Infraroten. Sichtbarer Spektralbereich nach (McFadden et al., 1980) (Vierecke), verglichen (a) mit Daten von Johnson und McCord (1970) (Kreuze) und (b) Wamsteker (1972) (Kreuze). Aufgetragen ist der spektrale Reflexionsgrad bei einem Phasenwinkel von 6° gegen die Wellenlänge. (c) Infraroter Spektralbereich nach Clark und McCord (1980). Die Spektren von Io, Ganymed und Callisto stammen von der Bugseite, das Spektrum von Europa von der Heckseite.

5.6.2. Ergebnisse spektroskopischer Untersuchungen der Galileo-Instrumente SSI und NIMS

Die sieben Farbfilter der Galileo-SSI-Kamera decken den Spektralbereich von 404 - 986 nm ab (*Belton et al.*, 1992) (vergl. Bild 6.4 und Tabelle 6.5, Abschnitt 6.2.1). *Denk et al.* (1998b, 1999b) konnten auf den drei Galileischen Eismonden mindestens drei spektrale Einheiten nachweisen. Ein als *type I* bezeichnetes Spektrum verläuft von 0.4 - 1.0 μm mit nahezu konstanter positiver Steigung vom Violetten zu vergleichsweise hohem Reflexionsgrad im Roten (*Denk et al.*, 1999b). Ein ähnliches "rotes" Spektrum, das vermutlich auf Kohlenstoff und organisches Material führende Silikate hindeutet, zeigen **D-Typ-Asteroiden**²⁴ (*Gaffey et al.*, 1989; *Denk et al.*, 1998b, 1999b). Die dunklen Regionen auf Ganymed und Callisto sowie dunklere Gebiete auf der Europa-Heckseite (Einheit *brown mottled terrain*) könnten ähnliches Material enthalten (*Denk et al.*, 1998a, 1999b).

Das Spektrum *type II* ist wie *type I* charakterisiert durch eine Absorption im Violetten (positive Steigung von 0.4 - 0.6 μm), verläuft aber anschließend bis 1.0 μm flacher (*Denk et al.*, 1999b). Mehrere Materialien könnten für Typ-II-Spektren verantwortlich sein: Auf Europa sind *hydratisierte Karbonate, Sulfate und Schwefel* am wahrscheinlichsten (*McCord et al.*, 1997; *Denk et al.*, 1998a). In den durch Typ-II-Spektren geprägten dunklen Regionen auf Callisto sind möglicherweise **Schichtsilikate** Bestandteil des Materials an der Oberfläche (*Roush et al.*, 1990; *Calvin und Clark*, 1991; *Denk et al.*, 1999b). Typ-II-Spektren prägen zu einem großen Teil auch die Ganymed-Oberfläche (*Denk et al.*, 1999a).

Die Absorption im Violetten variiert auf Callisto mit der geographischen Lage, auch wenn keine ausgeprägte Bug-/Heckseitendichotomie vorliegt (*Denk et al.*, 1999c): Die Gebiete westlich des Valhalla-Beckens und südlich des Asgard-Beckens absorbieren weniger stark im Violetten als die Region östlich von Valhalla, erscheinen in Falschfarbendarstellungen also "blauer". Bei größeren Wellenlängen sind beide Regionen dagegen nicht zu unterscheiden.

Eine dritte Spektralklasse (*type III*) ist gekennzeichnet durch ein Spektrum mit positiver Steigung zwischen 0.4 und 0.6 μm , aber mit negativer Steigung bei größeren Wellenlängen (*Denk et al.*, 1999b). Diese spektrale Einheit ist in den hellen Ebenen (*bright plains units*) auf Europa zu finden und wahrscheinlich ein Indikator für grobkörniges Wassereis (z. B. $\gg 10\mu\text{m}$ Korngröße) (*Denk et al.*, 1998b, 1999c).

Eine Besonderheit der spektralen Eigenschaften der Ganymed-Oberfläche ist eine breitenabhängige Zonierung (*Denk et al.*, 1999a,b). Sie ist korreliert mit dem Verlauf der Feldlinien des Jupitermagnetfeldes: Die mittleren und höheren Breiten sind gegenüber geladenen Partikeln nicht abgeschirmt im Gegensatz zu den niederen und äquatorialen Breiten, und die Grenzen zwischen diesen Zonen fallen mit Farbgrenzen zusammen (*Denk et al.*, 1999a, und Zitate darin). Ein derartiger Einfluss des Jupitermagnetfeldes und demzufolge eine Zonierung spektraler Eigenschaften fehlt auf Callisto dagegen vollständig (ebd.).

²⁴D-Typ-Asteroiden kommen vorwiegend im äußeren Asteroidengürtel und in der Asteroidenfamilie der Trojaner vor, die sich in den beiden Lagrange'schen Punkten L4 und L5 in der Jupiterbahn um die Sonne aufhalten (*Gradie et al.*, 1989).

In vielen Zielgebieten des NIMS-Instruments auf den drei Eissatelliten dominieren die für Wassereis charakteristischen Absorptionsbanden (*Carlson et al.*, 1996; *McCord et al.*, 1997, 1998). So weist die Europa-Oberfläche mit 85 - 90 % den höchsten Eisanteil unter den Galileischen Satelliten auf (*McCord et al.*, 1998). Der Eisanteil auf Ganymed variiert etwa zwischen 35 und 80 %, ebenfalls im Einklang mit früheren Resultaten (*Pollack et al.*, 1978; *McCord et al.*, 1998). Besonders starke Eisabsorptionen kennzeichnen die stratigraphisch jungen, hellen Krater, z. B. Osiris, und in den dunklen Gebieten ist ebenfalls Wassereis vorhanden (*McCord et al.*, 1998; *Stephan*, 2006).

Auf Callisto ist der Eisanteil mit 20 - 45 % geringer als auf den beiden anderen Galileischen Eissatelliten (*Calvin und Clark*, 1991). Die Ergebnisse von NIMS sprechen für das Vorhandensein sowohl weitgehend eisfreier als auch mehr eishaltiger Gebiete, wie bereits von *Clark et al.* (1986) und *Calvin und Clark* (1991) diskutiert. Die stärksten Wassereisabsorptionsbanden sind ebenso wie bei Ganymed in den jungen, hellen Kratern zu finden, z. B. Burr (*McCord et al.*, 1998).

Neben den Wassereis-Absorptionen sind in den NIMS-Spektren von Callisto oberhalb von etwa 2.5 μm weitere Absorptionsbanden zu sehen, und zwar bei **3.4**, **3.88**, **4.05**, **4.25** und **4.57 μm** (*McCord et al.*, 1997, 1998). Bild 5.10 zeigt diese Banden. Folgende Materialien können diesen Banden zugeordnet werden:

Kohlendioxid: Die stärkste unter diesen fünf Absorptionsbanden liegt bei 4.25 μm . Ein möglicher Kandidat ist Kohlendioxid, das vermutlich zusammen mit Wassereis und Nicht-Eiscomponenten, z. B. Schwefel führenden Mineralen, als Clathrat vorkommt (*McCord et al.*, 1997, 1998). Die Tiefe der CO₂-Absorption ist besonders markant (a) in einigen, aber nicht in allen der hellen, stratigraphisch jungen Krater, (b) im Zentrum des Asgard-Beckens, und (c) auf weiten Teilen der Heckseite (*McCord et al.*, 1997, 1998; *Hibbitts et al.*, 2000). Ansonsten ist diese Bande "gesprenkelt" (*mottled*) mit teils höherer, teils geringerer Absorptionstiefe über die gesamte Oberfläche verbreitet (*Hibbitts et al.*, 2000). Die räumliche Verbreitung der etwa 30 - 40-prozentigen Absorptionstiefe ist auf fast der gesamten Heckseite dagegen ausgeprägt sinusoidal (ebd.). Der wahrscheinlichste Prozess, der für dieses Verbreitungsmuster verantwortlich ist, steht in Zusammenhang mit dem rotierendem Jupitermagnetfeld. Die Callisto-Heckseite wird beständig durch feinkörnigen Staub bombardiert, und bei einer ausreichenden Menge CO₂ in diesem Staub könnte sich eine derartige Ablagerung auf der Heckseite bilden (*Hibbitts et al.* (2000), und Zitate darin).

Hibbitts et al. (2000) vermuteten, dass der hohe Gehalt an Kohlendioxid bei vielen der hellen Krater beim Impakt entsteht, entweder durch ein CO₂-reiches Projektil, oder indem ein in der Kruste befindliches CO₂-Reservoir exponiert wird. Noch weitgehend ungeklärt ist in allen diesen Fällen, wie das leichtflüchtige CO₂, das zum Großteil entweicht und eine dünne Atmosphäre bildet, nachgeliefert wird. Möglich ist durchaus, dass ein Teil des Kohlendioxids endogenen Ursprungs und Callisto damit entgegen seiner einfachen Oberflächengeologie thermisch weiter entwickelt ist als allgemein angenommen (*Hibbitts et al.*, 2000).

Schwefeldioxid: Nahe der Wellenlänge 4.05 μm liegt eine sehr wahrscheinlich durch SO₂ verursachte Absorptionsbande (*McCord et al.*, 1997, 1998). Sie ist in den Spektren aller drei Eissatelliten nachzuweisen.

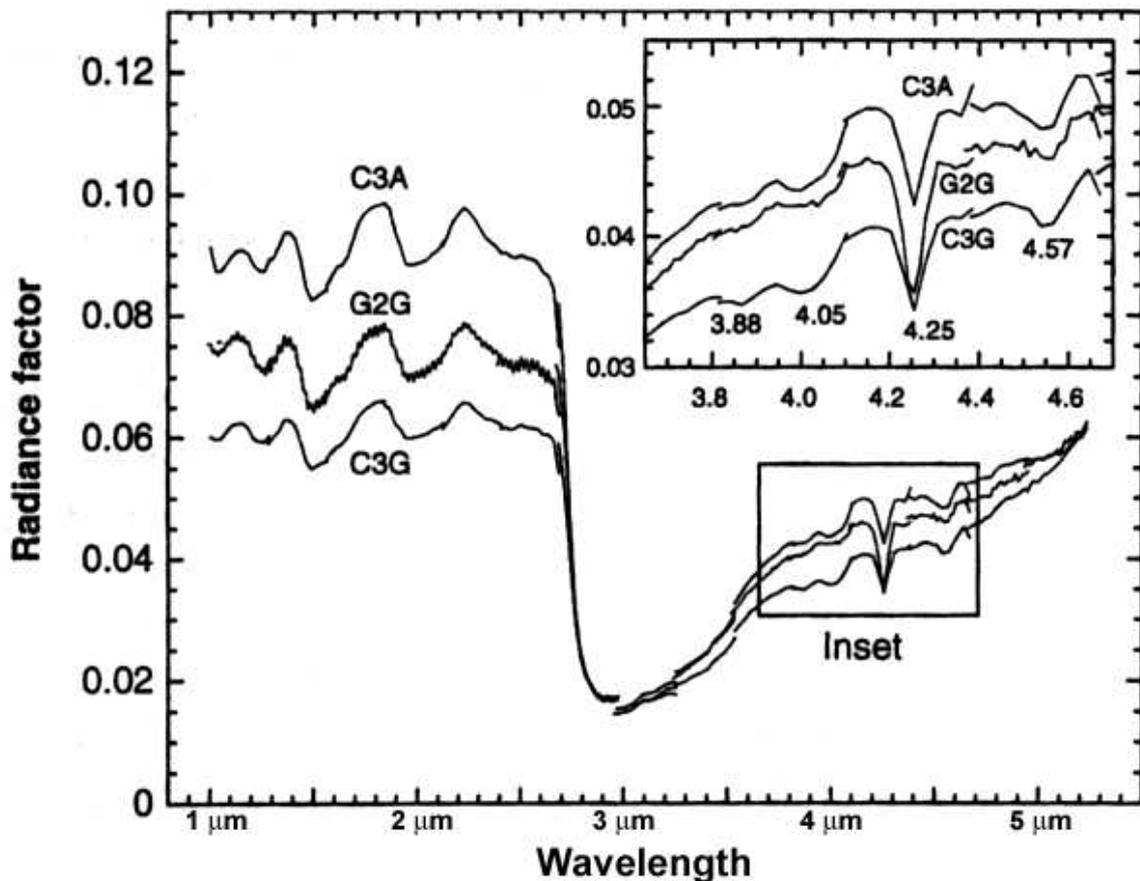


Abbildung 5.10.: NIMS-Spektren von Callisto (nach *McCord et al.* (1997)). Neben den charakteristischen Wassereisbanden bei 1.55 und 2.0 μm sind die vier jenseits von 3.5 μm nachgewiesenen Absorptionsbanden vergrößert dargestellt. Weitere Erläuterung siehe Text.

Auf Callisto ist die räumliche Verbreitung von SO_2 nur in geringem Maß mit markanten Oberflächenformen korreliert. Einige der jungen hellen Strahlenkrater sind durch einen erhöhten Gehalt an SO_2 charakterisiert (ebd.). Da mögliche Projektile (z. B. Kometen) kein Schwefeldioxid enthalten, bleiben als Entstehungsursachen (a) der Einschlag in ein SO_2 -Reservoir in der Kruste, oder (b) die Entstehung aus anderen, Schwefel und Sauerstoff führendem Material durch den Einschlag (*Hibbitts et al.*, 2000).

Organische Moleküle: Die restlichen drei Absorptionsbanden werden vermutlich durch organische Moleküle, die Wasserstoff, Kohlenstoff und Schwefel enthalten, erzeugt (*McCord et al.*, 1997, 1998). Für die Absorption bei 4.57 μm sind wahrscheinlich $\text{C}\equiv\text{N}$ -Moleküle verantwortlich, die in einer Stoffgruppe namens *Tholine* (*tholins*) vorkommen (ebd.). Darunter versteht man Materialrückstände C-, H-, O- und N-führender Stoffe, die elektrischen Entladungsströmen ausgesetzt waren (ebd.). Eine Reihe von $\text{C}\equiv\text{N}$ -führenden Moleküle enthalten C-H-Gruppen, die für die Absorption bei 3.4 μm verantwortlich sind und aus der CH_2/CH_3 -Bindung aliphatischer Kohlenwasserstoffe stammen könnten (*McCord et al.*, 1997, 1998).

Wahrscheinlichste Ursache für die Absorptionsbande bei $3.88 \mu\text{m}$ ist die S-H-Bindung (*McCord et al.*, 1997, 1998). Die Absorption durch dieses Molekül liegt nicht exakt bei der angegebenen Wellenlänge, könnte allerdings als Mischung von $\text{SO}_2 - \text{H}_2\text{S}$, möglicherweise in Verbindung mit Wassereis, diese Absorption verursachen (ebd.).

5.6.3. Kurzer Überblick über Ergebnisse der Galileo-Instrumente UVS und PPR

Auf allen drei Eissatelliten entdeckte das *Ultraviolet Spectrometer (UVS)* Wasserstoff-Peroxid, das auf Europa auch durch NIMS in einem Absorptionsband bei $3.5 \mu\text{m}$ nachgewiesen werden konnte (*Carlson et al.*, 1998; *Hendrix et al.*, 1998c). Auf Europa und Ganymed ist H_2O_2 vorwiegend auf die Bugseiten konzentriert, auf Callisto dagegen auf der ganzen Oberfläche mit Ausnahme des Jupiter abgewandten Teils der Bugseite vorhanden (*Hendrix et al.*, 1998c). Die Hauptursache für die Entstehung von H_2O_2 auf den Eissatelliten wird im Bombardement der Oberflächen durch Photonen und/oder durch geladene Teilchen gesehen (ebd.).

Die Heckseiten von Europa und Ganymed erscheinen in dem von UVS erfassten Spektralbereich dunkler, verursacht durch Einschläge heißer Plasmateilchen aus der ko-rotierenden Jupitermagnetosphäre, die kleinere Eiskörner an der Oberfläche zerstören (*Hendrix et al.*, 1998a; *Domingue und Hendrix*, 2002). Callisto verhält sich im Ultravioletten (wie im Sichtbaren) genau umgekehrt zu Ganymed und Europa, hier ist die Bugseite dunkler (*Domingue und Hendrix*, 2002). Die Zentren der Multiringstrukturen Asgard, Valhalla und des Kraters Lofn²⁵ erscheinen in den UVS-Daten, unabhängig von ihrer geographischen Lage auf Bug- oder Heckseite vergleichsweise hell, höchstwahrscheinlich wegen des höheren Wassereisanteils an der Oberfläche (ebd.).

Die radiometrischen Eigenschaften der Satellitenoberflächen wurden durch kombinierte Messungen mit Teleskopen von der Erde aus und mit dem *Infrared Interferometer Spectrometer (IRIS)* an Bord der beiden Voyager-Sonden bestimmt (*Tamppari et al.*, 1995). Auf Europa und Ganymed bewegten sich die gemessenen Temperaturunterschiede in den äquatorialen und mittleren Breiten zwischen 85 und 110 K bzw. 85 und 145 K (*Hanel et al.*, 1979). Die entsprechenden Werte für Callisto liegen zwischen etwa 80 und 155 K (ebd.). Für Callisto wurde eine thermale Inertia von ca. $2 \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ sec}^{-1/2}$ bestimmt, etwa doppelt so hoch wie beim Erdmond (ebd.). Das Material unmittelbar unter der Oberfläche dürfte damit stärker konsolidiert sein (ebd.).

Messungen mit dem Galileo-Photopolarimeter weichen in einigen Fällen von früheren Voyager-Messungen ab. Eine Antikorrelation zwischen Albedo und Temperatur auf Ganymed (d. h. je dunkler, um so wärmer die Oberfläche) konnte bestätigt werden (*Orton et al.*, 1996). Die Äquatortemperatur kurz nach Mittag liegt maximal bei 152 K (Voyager: 149 K), aber die Morgentemperaturen liegen 10 K über früher gemessenen Werten (*Orton et al.*, 1996; *Spencer et al.*, 1998). Topographische Unterschiede sind höchstwahrscheinlich die Hauptursache für thermale Segregationsprozesse, in denen sich dunkleres Material in wärmeren Bereichen, z. B. in Senken anreichert, während Eis bevorzugt in kälteren Lagen abgelagert wird, z. B. an zum Pol zeigenden

²⁵Dieser Krater ist bei *Hendrix et al.* (1998b) noch unter dem alten Namen Adlinda genannt.

Hänge, oder auf Kämmen von Bergrücken (*ridges*) (*Spencer et al.*, 1998). Vergleichbare Prozesse sind auch auf Callisto nachzuweisen (ebd.).

5.7. Polarisations- und Radareigenschaften der Galileischen Satelliten

Licht, das von einer rauen Oberfläche gestreut wird, ist teilweise linear polarisiert. Die Polarisations-eigenschaften einer planetaren Oberfläche werden von ihren physikalischen Eigenschaften (z. B. Vielfachstreuung der Oberflächenpartikel, Diffraktion des Lichts an Teilchenkanten, Opazität des Materials) kontrolliert (*Veverka*, 1977b). Analog zu photometrischen Messungen bestimmt man das Polarisationsverhalten einer Oberfläche in Abhängigkeit des Phasenwinkels α und des Winkels der Bahnbewegung θ ²⁶.

Bei Io und Europa deuten die niedrigen Polarisationswerte im negativen wie im positiven Bereich zwischen -0.1 % und +0.1 % auf fast vollständig von hellen, durchscheinenden Teilchen, etwa Frost hin (*Dollfus*, 1975). Die Polarisationskurve von Ganymed streut stärker als die von Europa und Io und liegt etwa zwischen Extremwerten von -0.3 % und 0.2 % (*Dollfus*, 1975). Die Ganymed-Polarisationskurve bewegt sich etwa zwischen den für Frost charakteristischen Werten (vergleichbar Europa) und denen einer eher silikatischen Oberfläche (ebd.).

Callisto weicht im polarimetrischen Verhalten von den drei anderen Monden ab. Der negative Bereich erreicht mit -0.9 % ein deutlich tieferes Minimum (*Dollfus*, 1975). Die Polarisations-eigenschaften von Callisto zeigen außerdem deutliche Unterschiede zwischen Bug- und Heckseite. Die Bugseite ist eher mond-ähnlich (hohe Amplitude des negativen Bereichs), die Heckseite ist eher Ganymed vergleichbar (niedrigere Amplitude des negativen Bereichs) (*Dollfus*, 1975; *Mandeville et al.*, 1980; *Rosenbush et al.*, 1997). Es wird vermutet, dass das stärkere Mikrometeoritenbombardement auf der Bugseite und die stärkere Einwirkung durch die ko-rotierende Jupitermagnetosphäre für diese Unterschiede verantwortlich sind, aber die genauen Mechanismen sind noch ungeklärt (*Moore et al.*, 2004).

Radarmessungen der Galileischen Satelliten wurden mit den Parabolreflektor-Antennen des *Arecibo Observatory* in Puerto Rico und der *Goldstone Tracking Station* in Südkalifornien durchgeführt. Radar kann eine Eisoberfläche sehr viel tiefer sondieren als eine silikatische Oberfläche, selbst wenn beide ähnliche Regolitheigenschaften (z. B. ähnliche Porositäten) aufweisen (*Ostro und Shoemaker*, 1990). Die dielektrische Konstante ist für Eis etwa doppelt so groß wie für Silikat. In eine silikatische Oberfläche kann Radar deshalb nur etwa einige Meter eindringen, während in Eis Tiefen von mehreren Zehner- bis Hundertmeter erreicht werden (ebd.).

Die Radarechos der drei Eissatelliten weichen erheblich von denen silikatischer Objekte ab. Als Hauptgrund für diese anomalen Radarechos vermuteten *Ostro und Shoemaker* (1990), dass die

²⁶Die Polarisation wird als normierte Differenz (in Prozent) der Größen I_1 und I_2 berechnet mit $P = (I_1 - I_2)/(I_1 + I_2)$; I_1 steht senkrecht auf der Ebene des Phasenwinkels, I_2 liegt in dieser Ebene. Für $I_1 > I_2$ ist P positiv, im anderen Fall negativ. Für planetare Materialien verläuft P zunächst negativ für $\alpha \geq 0^\circ$ bis zu einem bestimmten Phasenwinkel α_x , bei dem $P = 0$ gilt (negativer Kurvenast oder *negative branch*), steigt bis zu einem Maximalwert P_{max} an und tendiert gegen 0, wenn sich α 180° nähert (*Veverka*, 1977b).

drei Satelliten zwar einen dem Erdmond ähnlichen Regolith aufweisen, in Eis die durchschnittliche Weglänge für die eindringenden Photonen aber ungewöhnlich lang ist. Dadurch kann es im Eisregolith an Grenzflächen unterschiedlicher Dichte und/oder Zusammensetzung zu vielfachen Totalreflexionen und Refraktionsstreuungen kommen. Resultat ist eine hohe Radaralbedo, bei Callisto beispielsweise etwa 0.18 (bei Wellenlängen von 3,5 cm und 13 cm) (*Ostro et al.*, 1992), verglichen mit etwa 0.025 bei silikatischen Oberflächen.

Die Ergebnisse solcher Radarmessungen, aus denen ein eisreicher Regolith folgt, stehen etwas im Widerspruch zu den photometrischen und spektralen Messungen, durch die auf allen drei Eisatelliten eine signifikante Menge dunkler Nichteis-Komponenten nachgewiesen werden konnte (*Moore et al.* (2004), und Zitate darin). Um dies z. B. für Callisto zu erklären, müsste das dunkle Material (a) entweder weitgehend radar-transparent sein, oder (b) es dürfte nur eine Mächtigkeit von wenigen Zentimetern aufweisen (ebd.). Die glatten dunklen Kraterenbenen könnten nach Überlegungen von *Moore et al.* (2004) eine wesentlich höhere Mächtigkeit suggerieren, nach Art von Verwitterungsrückständen in ariden terrestrischen Gebieten aber lediglich eine dünne Schicht von wenigen Zentimetern auf einem überwiegend aus Wassereis bestehenden Regolith darstellen (ebd.). Eine weitere Möglichkeit wäre eine dicke Schicht aus dunklem Material in Verbindung mit einer sehr hohen, mit der Tiefe abnehmenden Porosität (ebd.).

5.8. Geophysikalische Eigenschaften und thermische Entwicklung der Galileischen Satelliten

5.8.1. Trägheitsmoment und innerer Aufbau

Masse, Durchmesser, mittlere Dichte und die an der Oberfläche sichtbaren geologischen Formen geben Hinweise auf den inneren Aufbau und Differenzierungsgrad eines planetaren Körpers. Eine weitere signifikante direkt messbare Größe ist das *Trägheitsmoment*, das anzeigt, wie stark die Masse zum Zentrum hin konzentriert ist. Für einen kugelförmigen Körper gegebener Masse M und Radius R wird das Trägheitsmoment I beschrieben durch die Gleichung:

$$I = k \cdot MR^2 \tag{5.5}$$

Bei einem gezielten, sehr nahen Vorbeiflug der Galileo-Sonde von nur wenigen hundert Kilometern über der Oberfläche lässt sich durch Messung der Dopplerverschiebung der Radio-Trägerwelle die Massenverteilung im Inneren eines Satelliten durch den Wert der multiplikativen Konstante k aus obiger Gleichung angeben²⁷. Für einen homogenen, d. h. undifferenzierten Körper ist $k = 0.4$, für differenzierte Körper ein $k < 0.4$ kennzeichnend. Ein Beispiel für einen fast undifferenzierten Körper ist der Erdmond mit $k = 0.391 \pm 0.002$ (*Anderson et al.*, 1997a).

²⁷Häufig wird in Veröffentlichungen auch $k = C/MR^2$ geschrieben, wobei C dem Trägheitsmoment I aus Gl. 5.5 entspricht.

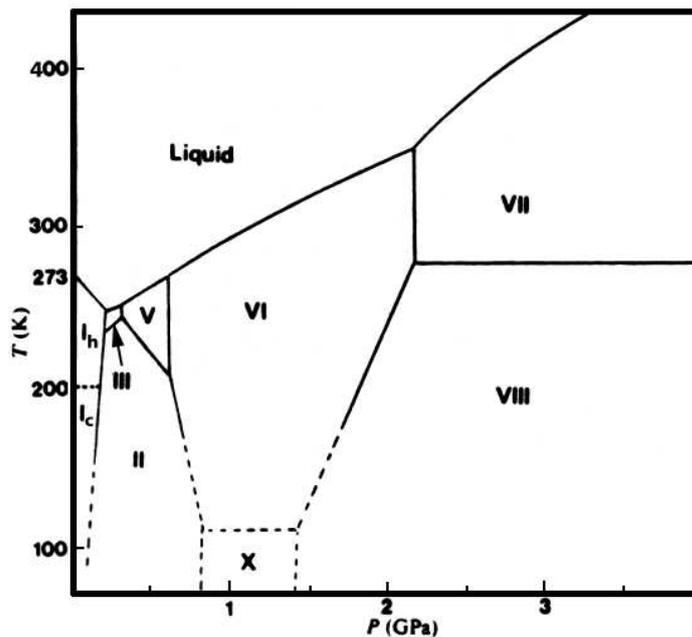


Abbildung 5.11.: Phasendiagramm von Eis und Wasser (Temperatur in Kelvin aufgetragen gegen den Druck in Giga-Pascal. Diagramm modifiziert nach *Poirier* (1982). Eis-Polymorph I besitzt die beiden Varianten I_h (hexagonal) und I_c (kubisch). Weitere Erläuterungen im Text.

5.8.2. Wassereis-Polymorphe

Wassereis kommt in Abhängigkeit von Druck und Temperatur in bis zu zehn Polymorphen mit unterschiedlicher Kristallstruktur vor, die durch römische Ziffern gekennzeichnet werden (*Poirier*, 1982). In Bild 5.11 ist das Phasendiagramm von Eis dargestellt. Daraus ist abzulesen, welche Eisvariante im Inneren von Eissatelliten bei steigendem Druck und Temperatur vorhanden sein kann.

Eis I bzw. dessen hexagonale Modifikation I_h ist unter den Bedingungen an der Erdoberfläche (> 273 K) stabil. Die kubische Modifikation von Eis I_c ist bei niedrigeren Temperaturen stabil (Bild 5.11). Diese Variante könnte auch an den Oberflächen von Eissatelliten mit ihren Temperaturen von weniger als 200 K vorkommen.

Wenig ist über die rheologischen Eigenschaften der Hochdruckmodifikationen von Eis (Eis II - VIII) bekannt. Die Viskosität für Eis II ist höher als für Eis I_h bei den selben Temperaturen (> 193 K; vergl. *Poirier* (1982), und weitere Zitate darin). Eis II besitzt keinen Schmelzpunkt, sondern wandelt sich direkt in die Modifikationen Eis III oder Eis V um (ebd.). Wie aus Abbildung 5.11 hervorgeht, sind die beiden Modifikationen Eis I und II bei niedrigen Temperaturen und nicht zu hohen Drucken stabil.

Die Modifikation Eis VI existiert in einem weiten P-T-Bereich und lässt sich durch Abkühlung von Wasser bei Raumtemperatur herstellen (*Poirier*, 1982). Die höchste Dichte der Eis-Poly-

morphe weist Eis VII auf (1.5 g cm^{-3} bei 100 K und Atmosphärendruck (ebd.)). In größeren Eissatelliten (z. B. in Ganymed, Callisto oder im Saturnmond Titan) könnten von außen nach innen die Polymorphe Eis I (Kruste), Eis II, VI und VIII (Mantel) über einem Gesteins- oder Eis-VII-Kern existieren (*Schubert et al.*, 1986).

5.8.3. Dreischichtenaufbau der Galileischen Satelliten

Die nahen Vorbeiflüge der Galileo-Sonde an den vier Galileischen Satelliten bewiesen, dass Io, Europa und Ganymed differenzierte Körper sind, wie bereits seit Voyager vermutet. Nicht völlig geklärt ist der innere Aufbau von Callisto, da die Dopplerdaten zwei unterschiedliche Interpretationen ermöglichen. Bild 5.12 stellt den inneren Aufbau der Galileischen Monde in der heutigen Sichtweise nach der Galileo-Mission dar.

Io: Die Vorbeiflüge der Galileo-Sonde seit Dezember 1995 ergaben für Io einen Wert von $k = 0.37823 \pm 0.00022$ (*Anderson et al.*, 1996b). Zum Vergleich liegt der Wert für die Erde bei $k = 0.334$ (*Anderson et al.*, 1997a). Dadurch wurde die bereits nach Voyager postulierte Existenz eines Metallkerns und der weitere Aufbau in einen festen oder zumindest teilweise geschmolzenen Mantel und in eine Silikatkruste bestätigt (*Schubert et al.*, 1986; *Anderson et al.*, 1996b).

Europa: Messungen der Dopplerverschiebung bei Galileo-Vorbeiflügen ergaben einen Wert von $k = 0.346 \pm 0.005$ und mit hoher Wahrscheinlichkeit einen Dreischichtenaufbau (*Schubert et al.*, 2004). Abweichend von früheren Modellen befindet sich im Inneren vermutlich ein Metallkern, umgeben von einem Mantel aus nicht hydratisierten Silikaten (*Anderson et al.*, 1997b). Der Silikatmantel ist von einer 150 Kilometer dicken Schicht aus Eis, möglicherweise aber auch Wasser (vergl. hierzu auch Abschnitt 5.8.4), und diese von einer etwa 10 km mächtigen Kruste umgeben (*Anderson et al.*, 1997b) (Bild 5.12).

Ganymed: Das Schwerfeld von Ganymed wurde bei den ersten beiden gezielten Vorbeiflügen (G1 und G2) vermessen. Für das Trägheitsmoment bzw. die Konstante k ergab sich daraus ein Wert von $k = 0.3105 \pm 0.0028$ (*Anderson et al.*, 1996a). Dieser Wert ist verglichen mit anderen differenzierten Körpern wie Io oder der Erde ausgesprochen niedrig und zeigt, dass Ganymed eine hohe Massenkonzentration in seinem Innern aufweist (ebd.) (siehe Bild 5.12). Im Zentrum befindet sich mit hoher Wahrscheinlichkeit ein Metallkern, entweder aus reinem Eisen oder aus Eisensulfid, umgeben von einem unteren Mantel aus Gestein vermutlich silikatischer Zusammensetzung, und einem oberen Mantel aus Eis mit der darüber liegenden Eiskruste (*Anderson et al.*, 1996a; *Sohl und Spohn*, 2000).

Callisto: Vor dem Beginn der Jupiter-Orbittour der Galileo-Sonde war nicht klar, ob Callisto überhaupt in Kern und Mantel differenziert ist, da die Voyager-Bilddaten keine zweifelsfreien Hinweise auf vergangene vulkanische oder tektonische Aktivitäten enthalten und der Satellit geologisch vermutlich seit seiner Frühzeit bereits "tot" zu sein scheint (*Schubert et al.*, 1986; *Schenk*, 1995; *McKinnon*, 1997).

Erst nach dem dritten Vorbeiflug der Galileo-Sonde an Callisto (Orbit C10) konnte ein Wert von k mit 0.3549 ± 0.0042 genauer bestimmt werden (*Anderson et al.*, 1998, 2001). Callisto könnte

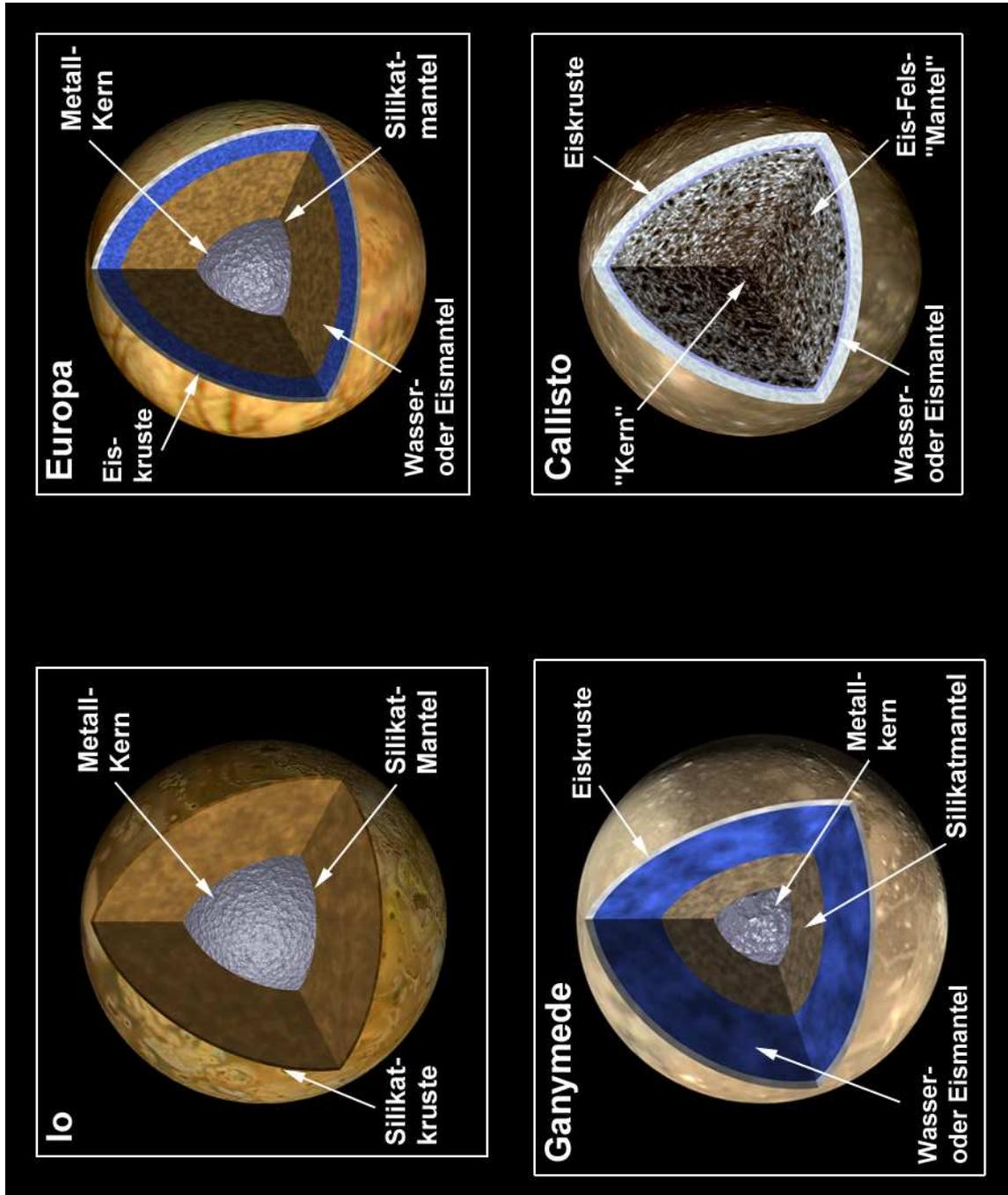


Abbildung 5.12.: Innerer Aufbau der Galileischen Satelliten in der Sichtweise nach den Galileo-Vorbeifügen. Die Monde sind nicht maßstäblich zueinander dargestellt. Weitere Erläuterungen siehe Text.

demnach wenigstens teilweise differenziert sein, und mehrere Dreischichtenmodelle ließen sich im Einklang mit den Dopplerdaten ableiten. Alternativ können die Daten aber auch durch einen nur teilweise differenzierten Körper erklärt werden (ebd.). In der Sichtweise eines gering differenzierten Callisto haben sich Eis und ein Fels-Metall-Gemisch nicht vollständig voneinander getrennt. Ein Fels-Metall-”Kern” mit einem Radius von etwa dem 0.25-fachen des Callisto-Radius ist vermutlich vorhanden. Dieser Kern wird umgeben von einem Eis-Fels-Gemisch (unterer ”Mantel”), und einer äußeren, ca. 350 km dicken, relativ reinen Eisschicht (oberer ”Mantel”) (*Anderson et al.*, 2001).

Nagel et al. (2000) zogen aus den Ergebnissen der Dopplermessungen die Möglichkeit in Betracht, dass die Differenzierung von Callisto noch nicht abgeschlossen ist und derzeit noch ablaufen kann. In ihrem Modell vollzieht sich der Differentiationsprozess durch sehr langsame Konvektion in einem Eis-Fels-Gemisch, wobei sich der schwerere Felsanteil zum Zentrum absetzt (ebd.).

Die Begriffe Kruste, Mantel, Litho- und Asthenosphäre werden bei Eissatelliten nicht in exakt der gleichen Weise verwendet wie bei den terrestrischen Planeten. Bei der Erde umfasst die rheologisch spröde Lithosphäre die Kruste und den oberen Teil des Erdmantels bis in eine Tiefe von 100 - 150 km (unter Kontinenten oder alten Ozeanen; vergl. *Windley*, 1995). Darunter liegt die rheologisch zähere, plastische Asthenosphäre, auf der sich die lithosphärischen Platten gegeneinander bewegen (Plattentektonik). Bei Eissatelliten wird häufig entweder von (Eis-)Kruste und (Eis-)Mantel oder mehr oder weniger gleichbedeutend von Litho- und Asthenosphäre gesprochen. Daneben ist für die obersten Zehner- bis Hunderterkilometer auch der Begriff *ice shell* in Gebrauch (z. B. *Spohn und Schubert*, 2003). *Squyres und Croft* (1986) definieren als ”Kruste” die feste äußere Eisschale, die über einer Schicht flüssigen Wassers liegt. Die Lithosphäre umfasst in ihrer Definition den auf Deformationen spröde reagierenden oberen, festen Teil eines Eissatelliten, unabhängig davon, ob darunter flüssiges Wasser oder wärmeres, duktileres Eis liegt.

5.8.4. Magnetfelder in den Galileischen Satelliten

Voraussetzung für die Entstehung eines magnetischen Dipolfeldes sind Konvektionsbewegungen in einem elektrisch leitenden flüssigen Medium, wodurch mechanische in elektrische und magnetische Energie umgewandelt wird. Dieser Dynamo erzeugt ein zylinder-symmetrisches Dipolfeld. In der Erde befindet sich die flüssige leitende Schicht im äußeren Erdkern, bei Jupiter in einer flüssigen Schicht aus metallischem Wasserstoff²⁸.

Das Jupitermagnetfeld bewegt sich mit der Rotation des Planeten von 9.5 Stunden mit (Ko-Rotation) und ”überholt” deshalb die auf ihren Bahnen um Jupiter kreisenden Galileischen Satelliten (*Khurana et al.*, 1998). Da diese annähernd in der Äquatorebene des Jupiter rotieren, die magnetische Dipolachse und die Jupiter-Rotationsachse aber um 9.5° gegeneinander geneigt sind, stehen die Satelliten unter dem Einfluss einer zeitlich veränderlichen Magnetfeldstärke des Jupiterfeldes.

²⁸Die durchschnittliche Magnetfeldstärke von Jupiter liegt mit 420000 nT (1 nT = 1 nano-Tesla = 10⁻⁵ gauss) um etwa einen Faktor 10 über der der übrigen Planeten.

Das Magnetometer an Bord der Galileo-Sonde konnte bei gezielten Vorbeiflügen erstmals Magnetfelder bei Planetenmonden nachweisen. Während das Magnetfeld von Europa und Callisto in einer oberflächennahen Schicht erzeugt wird, weisen Io und Ganymed in ihrem Kern höchstwahrscheinlich einen Dynamo ähnlich wie bei die Erde oder bei Jupiter auf.

Europa, Callisto: Bei zwei für Magnetometermessungen besonders günstigen gezielten Vorbeiflügen an Europa (Orbits E4 und E14) wurden auffallende Abweichungen vom starken Hintergrundfeld des Jupiter registriert (*Kivelson et al.*, 1997; *Zimmer et al.*, 2000). *Kivelson et al.* (1997) kamen aus einer Analyse ihrer Daten zu der Schlussfolgerung, dass sich eine leitende flüssige Schicht in einer Tiefe von wenigen hundert Kilometern unter der Oberfläche befindet.

Bei einem späteren Orbit während der Galileo Millennium Mission (E26) konnte schließlich zweifelsfrei nachgewiesen werden, dass bei Europa kein permanentes, durch einen Dynamo im Kern erzeugtes Dipolfeld vorliegt, sondern das Magnetfeld dieses Satelliten durch das zeitlich variable Jupitermagnetfeld in einer leitenden, flüssigen Schicht ungefähr 200 - 300 km unter der Oberfläche, vermutlich in einem salzhaltigen Ozean, induziert wird (*Zimmer et al.*, 2000) (siehe Abb. 5.12).

Während der beiden Vorbeiflüge C3 und C9 an Callisto registrierte das Galileo-Magnetometer eine ähnliche Abweichung vom Hintergrundfeld des Jupiter wie bei Europa (*Khurana et al.*, 1998). Lediglich die Feldstärke ist mit ~ 40 nT um einen Faktor 5 geringer als bei Europa (ca. 200 nT; ebd.). Ebenso wie bei Europa könnte das Magnetfeld von Callisto in einem globalen Wasserozean durch das äußere Jupitermagnetfeld induziert werden (ebd.). Leitfähige Bestandteile in diesem Ozean sind wahrscheinlich Salze (z. B. NaCl) oder Säuren (z. B. H_2SO_4) (ebd.). *Khurana et al.* (1998) vermuten, dass sich der Ozean in einer ähnlichen Tiefe wie bei Europa (200 - 300 km) befindet.

Ungelöst ist bei Callisto das Problem, wie das Ausfrieren des Ozeans verhindert werden kann. Durch die Gezeitenwirkungen ist der Europa-Ozean wahrscheinlich rezent noch flüssig (*Khurana et al.*, 1998). Die Gezeitenreibung bei Callisto reicht dagegen nicht aus, um ausreichend Wärmeenergie zu erzeugen. Ein möglicher Ausweg wäre das Vorhandensein von den Schmelzpunkt absenkenden Beimengungen im Ozean, z. B. NH_3 (ebd.).

Ganymed, Io: Die Magnetfelder von Ganymed und Io werden durch einen anderen Mechanismus erzeugt. Bei den ersten Ganymed-Vorbeiflügen der Galileo-Sonde wurde ein relativ starkes Magnetfeld mit einer Feldstärke von ~ 750 nT an der Oberfläche gemessen, ebenso bei Io (*Kivelson et al.*, 1996b,a). *Schubert et al.* (1996) schlossen aus den Magnetometerdaten auf die Existenz eines Dynamos im Innern von Ganymed. Der Dynamo wird vermutlich in einem teilweise oder vollständig geschmolzenen Fe- oder FeS-Kern erzeugt (ebd.).

Es besteht außerdem die Möglichkeit, dass der Ganymed-Eismantel flüssig ist und der Satellit wie Europa möglicherweise einen globalen Ozean mit einer Dicke von einigen hundert Kilometern besitzt (z. B. *Stevenson*, 1996; *Neubauer*, 1998). Allerdings konnte ein Nachweis durch das Magnetometer nicht erbracht werden, da das durch den Dynamo im Kern erzeugte Magnetfeld zu stark ist und die Signatur eines möglichen globalen Ozeans überdeckt (ebd.).

Trotz der Existenz eines Metallkerns bei Io (*Anderson et al.*, 1996b) ist nicht gesichert, ob das

Magnetfeld des innersten Satelliten durch einen Dynamo erzeugt wird. Zumindest ein schwacher Dynamo könnte vorhanden sein (*Schubert et al.*, 1996).

5.8.5. Thermische Entwicklungsmodelle der Galileischen Satelliten

Akkretionsenergie, der Zerfall langlebiger und kurzlebiger Radionuklide, Gezeitenwechselwirkungen, und Differentiationsprozesse (z. B. Trennung von Eis und Silikat) liefern im Lauf der Entwicklung eines Planeten oder Satelliten die Hauptenergiequellen für endogene Prozesse (*Schubert et al.*, 1986). Anzeichen von Vulkanismus und Tektonik auf der Oberfläche - bzw. deren Fehlen - ermöglichen Rückschlüsse auf die thermische Geschichte eines spezifischen planetaren Körpers.

Der solare Urnebel kontrahierte sich unter dem Einfluss der eigenen Gravitation und erwärmte sich dabei vermutlich bis auf mehr als 2000 K (vergl. *Hartmann*, 1999). Der Nebel nahm die Form einer flachen, weniger als 1 AU dicken *Akkretionsscheibe* an, die schließlich nahezu im hydrostatischen Gleichgewicht rotierte. Dadurch verlangsamte sich die Kontraktion, und der Nebel strahlte die Wärmeenergie im Infraroten wieder ab. Mit fallender Temperatur kondensierten nach und nach einzelne Stoffe oder Stoffgemenge (*Lewis*, 1997; *Hartmann*, 1999), und zwar unter 1500 K zuerst *Metalle und Silikate*, dann *kohlig-chondritisches Material*. Bei etwa 500 K und darunter entstanden *hydratisierte Silikate*, schließlich bei etwa 160 K kondensierten *Wassereiskristalle*, die in der Zone der späteren vier Gasriesen wegen der dort herrschenden niedrigeren Temperaturen stabil waren und nicht wieder verdampften.

Planetare Körper wuchsen aus kleineren Planetesimalen zu größeren Protoplaneten oder Protosatelliten heran. Planetesimale wiederum akkumulierten sich aus Staubpartikeln, die aus dem solaren Urnebel kondensierten und sich zu immer größeren Aggregaten mit Durchmessern von nur wenigen Millimetern bis zu mehreren hundert Kilometern zusammenschlossen (*Hartmann*, 1999). Das Alter der ersten festen Bestandteile des Sonnensystems kann durch radiometrische Datierung von Meteoriten mit 4559 ± 5 Millionen Jahren recht genau eingegrenzt werden (*Hartmann*, 1999, und Zitate darin).

Die Akkretion von Planetesimalen und daraus von Protoplaneten oder Protosatelliten aus dem solaren Urnebel verlief entweder homogen oder heterogen (vergl. *Lewis* (1997) und *Hartmann* (1999)). Im **homogenen Akkretionsmodell** bildeten sich Planetesimale und Protoplaneten bei anfangs niedrigen Temperaturen in etwa der gleichen Zusammensetzung wie der solare Urnebel, aber mit lokalen Unterschieden je nach Entfernung vom Zentrum des Urnebels mit der späteren Sonne. Chemisch differenzierte Zonen wie Mantel oder Kern im Innern der planetaren Körper entstanden erst im weiteren Verlauf ihrer Entwicklung. Im **heterogenen Akkretionsmodell** bildeten sich Planetesimale und Protoplaneten bei einer Anfangstemperatur, die durch die Wärmeentwicklung bei der gravitativen Kontraktion des Urnebels bereits sehr hoch war. Die Akkretion verlief schneller als die Abkühlung des protoplanetaren Materials. Zumindest in den größeren Planeten oder Satelliten entstanden dadurch bereits chemisch differenzierte Zonen bei unterschiedlichen Temperaturen. Trotz großer Unsicherheiten über die exakten Entstehungsprozesse wird angenommen, dass heterogene Akkretion zumindest bei den terrestrischen Planeten und den Gasriesen das wahrscheinlichste Bildungsszenario war (z. B. *Hartmann* (1999)).

Im Inneren der terrestrischen Planeten stellte die Wärmeerzeugung durch die langlebigen radioaktiven Isotope ^{40}K , ^{232}Th , ^{235}U und ^{238}U die Hauptenergiequelle in ihrer Entwicklung nach der Akkretion dar (*Schubert et al.*, 1986; *Lewis*, 1997). Diese Elemente sind in den Chondriten verbreitet und dürften deshalb auch im Inneren der Eissatelliten vorhanden sein, deren Gesteinsanteil als annähernd chondritisch angenommen wird (*Schubert et al.*, 1986). Ein weiteres Isotop, das wahrscheinlich einen Beitrag zur Wärmeproduktion in der Frühzeit der terrestrischen Planeten geleistet hat, ist ^{26}Al , dessen Halbwertszeit mit ~ 700000 Jahren in der Größenordnung der Akkretionszeiten liegt (*Runcorn*, 1977; *Castillo et al.*, 2007).

In der Frühzeit des Jupitersystems führten Gezeitenwechselwirkungen zu einer Abbremsung der Umdrehungsgeschwindigkeit der ursprünglich nicht synchron rotierenden Galileischen Satelliten und zu einem Drehimpulsaustausch zwischen den Satelliten und Jupiter. Nach einer verhältnismäßig kurzen Zeit, die in der Größenordnung von 10^5 bis 10^7 Jahren liegt, stellte sich schließlich bei jedem Satelliten gebundene Rotation ein (*Horedt und Neukum*, 1984b).

Io: Beim innersten Galileischen Satelliten wirken sich die Gezeiteneffekte durch Jupiter und durch die Laplace-Resonanz zwischen Io, Europa und Ganymed (siehe Gleichung 5.1, Abschnitt 5.1) am stärksten aus. Der 1979 in den Voyager-Daten entdeckte intensive Vulkanismus wird ausschließlich durch diese Gezeitenkräfte angetrieben (vergl. *Peale et al.* (1979)). Seit wann dieser thermische Zustand anhält, und ob Io vielleicht seit seiner Entstehung immer schon vulkanisch aktiv war, ist nicht genau bekannt. Maßgeblich ist, wann sich die Laplace-Resonanz zwischen den drei Satelliten eingestellt hat. Sie könnte (1) bereits seit der Frühzeit bestehen, und die vulkanische Aktivität seit dieser Zeit mehr oder weniger konstant gewesen sein (z. B. *Schubert et al.* (1986)). Nach einem anderen Modell (2) hat sich die Laplace-Resonanz erst vor wenigen hundert Millionen Jahren eingestellt, und Io wäre erst seit dieser Zeit vulkanisch aktiv (*Yoder*, 1979). Ein drittes Modell (3) geht von oszillierenden erzwungenen Exzentrizitäten aus, in denen Io zwischen einem Zustand mit hohem Wärmefluss von ~ 10 Millionen Jahren Dauer und einem mit niedrigerem von ~ 100 Millionen Jahren Dauer schwankt (*Greenberg*, 1982; *Ojakangas und Stevenson*, 1986).

Europa: Es wird vermutet, dass in Europa genug Akkretionsenergie und ein hoher Radionuklidanteil im Inneren vorhanden war, um in einem frühen Stadium der Entwicklung einen Differentiationsprozess in Kern und Mantel zu ermöglichen (z. B. *Cassen et al.* (1982)). Die tektonischen Formen auf der Europa-Oberfläche werden der Wirkung von Gezeitenkräften zugeschrieben (z. B. *Helpenstein und Parmentier* (1985)). Man glaubt nunmehr auch, in globalen Lineamentmustern Beweise für eine sehr langsame nicht synchrone Rotation von Europa entdeckt zu haben (*Geissler et al.*, 1998; *Hoppa et al.*, 2001). Dieses Phänomen erfordert eine mechanische Entkopplung der Kruste vom Inneren, die entweder durch einen globalen Ozean oder auch durch duktilen Eis hervorgerufen wird (ebd.). Die Rotationsperiode von Europa könnte dabei zwischen 12,000 und höchstens 250,000 Jahren liegen (ebd.).

Ganymed, Callisto: Derzeit existieren keine thermischen Entwicklungsmodelle, die die Ursachen der Ganymed-Callisto-Dichotomie zufrieden stellend erklären könnten (z. B. *Kirk und Stevenson*, 1987; *Mueller und McKinnon*, 1988). In Satelliten, die sich durch homogene Akkretion gebildet haben und noch undifferenziert sind, werden Aufschmelzungsprozesse nur dann initiiert, wenn die Anfangstemperatur hoch genug ist. Da in der zirkum-Jovianischen Akkretionsscheibe ein

Temperaturgradient von innen nach außen herrschte, könnte sich Ganymed, der näher an Jupiter liegt, aus wärmerem Material gebildet haben als Callisto. Diese Tatsache, die größere Masse und der höhere Silikatgehalt von Ganymed könnten ausgereicht haben, um die Unterschiede zwischen beiden Körpern bereits bei ihrer Entstehung festzulegen (*McKinnon und Parmentier, 1986; Lewis, 1997*). Andere Autoren sind dagegen der Ansicht, dass die Akkretionsenergie bei beiden Satelliten ausreichend war, um das Innere in einem als *accretional melting* bezeichneten Prozess aufzuschmelzen, und dass dies bei Ganymed durchgreifender erfolgte als bei Callisto (*Parmentier und Head, 1979; Cassen et al., 1980; Coradini et al., 1982*).

Obwohl durch die Ergebnisse der Galileo-Mission der innere Aufbau von Ganymed und Callisto nunmehr klarer erscheint, bestehen weiterhin Schwierigkeiten bei der Erklärung ihrer unterschiedlichen thermischen und geologisch-tektonischen Entwicklungen. Die Ursachen dafür liegen zur Hauptsache darin, dass (a) das Eis-Silikat-Verhältnis nur grob abschätzbar ist und dass (b) die rheologischen Eigenschaften der einzelnen am Aufbau der Satelliten beteiligten Eis-Polymorphe aus Labormessungen mittlerweile zwar genauer bekannt, aber nur schwer auf planetare Maßstäbe zu extrapolieren sind (*Schubert et al., 1981, 1986; Durham et al., 1997, 1998*).

Differentiationsprozesse - das Ausfrieren eines flüssigen Mantels, oder Phasenänderungen von einem Eis-Polymorph in einen anderen - könnten eine Volumen- und Oberflächenvergrößerung und damit verbunden Dehnungstektonik zur Folge gehabt haben, wodurch letztlich das *grooved terrain* entstand (*Squyres, 1980; Shoemaker et al., 1982; Murchie et al., 1986; Head et al., 1997; Pappalardo et al., 1998*). Ein weiterer Prozess, der Dehnung an der Oberfläche hervorgerufen haben könnte, umfasst Konvektionsbewegungen im (festen) Eismantel (*solid-state convection*) (*Lucchitta, 1980; Shoemaker et al., 1982*).

Kirk und Stevenson (1987) modellierten die thermische Entwicklung eines bereits differenzierten Ganymed (mit Wassereis über einem Gesteinsmantel) unter dem Einfluss von Akkretionsenergie und Radionukliden als einzigen wesentlichen Wärmequellen. Die Autoren zeigten, dass mit fortschreitender Abkühlung des Satelliten die Mächtigkeit des Ozeans abnimmt und sich oberhalb eine Schicht aus Eis I und unterhalb eine Schicht aus Eis-Polymorphen höherer Dichte bilden, in denen Konvektion im Subsolidus auftritt. In einem bestimmten Stadium wird die Dicke des Ozeans so gering, dass die beiden Eisschichten eine einzige konvektierende Schicht bilden. Dieser Prozess vollzieht sich über einen Zeitraum von mehreren hundert Millionen Jahren (ebd.).

Kurz bevor der Ozean verschwindet, kommt es zu einem von den Autoren als *heat pulse* bezeichneten Phänomen eines deutlich erhöhten Wärmeflusses. Das zeitliche Einsetzen dieses Wärmeimpulses ist abhängig davon, welche Eisviskosität dem Modell zugrunde gelegt wird. Bei einer Viskosität von 10^{12} Pas (Pascal-Sekunden) tritt er beispielsweise vor 2.3 Milliarden Jahren auf. In diesem Stadium steigen Eisdiapire zur Oberfläche, die Dehnungsstress an der Oberfläche und demzufolge die Entstehung des *grooved terrain* verursachen (*Kirk und Stevenson, 1987*).

Mehrere Gründe wurden von den beiden Autoren angeführt, warum dieser Wärmeimpuls nicht auch bei Callisto aufgetreten ist (ebd.). Callisto war wahrscheinlich bereits zu Anfang geringer differenziert, weniger tief geschmolzen als Ganymed, und besaß im Verhältnis auch einen niedrigeren Anteil an Radionukliden. Der um etwa einen Faktor zwei geringere Impaktorfluss

am Ort der Callistobahn könnte dazu geführt haben, dass eine Eiskruste mit höherer Viskosität stabil blieb. Bei Callisto hat somit entweder nie ein derartiger Wärmeimpuls stattgefunden, oder er ereignete sich wegen des niedrigeren Anteils von Radionukliden bereits sehr früh (*Kirk und Stevenson, 1987*).

Da die Deformationsformen im *grooved terrain* auf bruchhaftes Verhalten, bedingt durch kurze Beanspruchungszeiten, hindeuten, eine globale Expansion aber eher einen langsamen und stetig verlaufenden Vorgang darstellt, folgerten *Mueller und McKinnon (1988)*, dass auf Ganymed eine weitere Differentiationsphase, möglicherweise verbunden mit einer weitergehenden Expansion eintrat. Diese Phase nahm sehr rasch an Intensität zu, klang langsam wieder ab und verursachte intensive Bruchtektonik, bei der schließlich das *grooved terrain* entstand (so genannte *runaway differentiation (Friedson und Stevenson, 1983)* oder *second differentiation (Mueller und McKinnon, 1988)*). Der zeitliche Verlauf dieser Phase in diesem Modell weist Ähnlichkeiten mit dem Wärmeimpuls-Modell von *Kirk und Stevenson (1987)* auf. *Mueller und McKinnon (1988)* vermuteten, dass Callisto im Gegensatz zu Ganymed nicht die Phase dieser zweiten Differentiation erreichte, oder dass diese Phase so früh ablief, dass ihre Spuren nicht mehr erhalten sind und die Oberfläche deshalb ihr tektonisch weitgehend unbeanspruchtes Aussehen bewahrte.

Zusätzlich zu diesen möglichen Ursachen der Ganymed-Callisto-Dichotomie besteht ein weiterer bedeutender Unterschied zwischen den beiden Satelliten im Einfluss von Gezeitenkräften. *Malhotra (1991)*, *Showman und Malhotra (1997)* und *Showman et al. (1997)* vermuteten, dass die drei Satelliten Io, Europa und Ganymed in ihrer Vergangenheit mehrere Stadien Laplace-ähnlicher Bahnresonanzen durchlaufen haben könnten, bis sich schließlich die gegenwärtige Laplace-Konfiguration einstellte. Callisto ist weiter von Jupiter entfernt als Ganymed und befindet sich zumindest rezent nicht in einer Laplace-Resonanz mit seinen inneren Nachbarmonden. Callisto müsste sich in der Vergangenheit auf einer wesentlich exzentrischeren Bahn bewegt haben, damit vergleichbare Gezeitenkräfte auf den Satelliten hätten einwirken können (*Cassen et al., 1980*). Der äußerste Galileische Satellit befand sich aber im Lauf seiner Geschichte vermutlich nie in einer Bahnresonanz mit seinen Nachbarmonden, und das Fehlen einer derartigen Resonanz mit einer Erhöhung der Exzentrizität wird als weitere mögliche Ursache für die Unterschiede in den Entwicklungen von Ganymed und Callisto angesehen (*Tittemore, 1990; Malhotra, 1991*).

Abschließend seien die in den vorangegangenen Abschnitten 5.8.3 bis 5.8.5 diskutierten möglichen Unterschiede zwischen den beiden Nachbarsatelliten Ganymed und Callisto noch einmal kurz zusammengestellt:

1. Callisto akkumulierte sich vermutlich homogen, Ganymed heterogen. Alternativ könnte sich Ganymed ebenfalls homogen akkumuliert und nachträglich differenziert haben (*McKinnon und Parmentier, 1986*).
2. Callisto hat sich in einer kälteren Region der zirkum-Jovianischen Akkretionsscheibe als Ganymed akkumuliert (*McKinnon und Parmentier, 1986*).
3. Nach Galileo-Dopplermessungen ist Ganymed vollständig, Callisto dagegen nur gering differenziert (*Anderson et al., 1996a, 1998, 2001*).
4. Im Kern von Ganymed wird ein magnetisches Dipolfeld erzeugt (*Kivelson et al., 1996a*).

5. Das Magnetfeld von Callisto wird in einer leitenden, flüssigen Schicht durch das Jupitermagnetfeld induziert. Mit hoher Wahrscheinlichkeit ist ein Wasserozean vorhanden (*Khurana et al.*, 1998). Ein Wasserozean wird bei Ganymed ebenfalls angenommen, ist aber wegen der Stärke des Dipolfeldes nicht nachweisbar (ebd.).
6. Der Silikatanteil im Gesamtaufbau ist bei Ganymed höher als bei Callisto, damit ist der Anteil von möglichen Wärme erzeugenden Radionukliden bei Ganymed ebenfalls höher als bei Callisto (*McKinnon und Parmentier*, 1986).
7. Ganymed und die beiden inneren Galileischen Satelliten Io und Europa befanden sich in ihrer Geschichte wahrscheinlich mehrfach in Bahnresonanzen, ähnlich der rezenten Laplace-Resonanz (*Tittemore*, 1990; *Malhotra*, 1991; *Showman und Malhotra*, 1997; *Showman et al.*, 1997). Die Exzentrizität von Ganymed erhöhte sich dadurch deutlich, und die dabei entstehenden Gezeitenkräfte haben zur Erwärmung und zur endogenen Aktivität beigetragen. Die Bahnexzentrizität bei Callisto war dagegen nie hoch genug, um endogene Aktivitäten in Gang zu setzen (ebd.).