

## 9. Zusammenfassung der Ergebnisse und Ausblick

### 9.1. Kraterhäufigkeitsverteilungen und Impaktchronologiemodelle

#### 9.1.1. Form der Produktionskraterverteilungen

Messungen der Kratergrößen-Häufigkeitsverteilungen auf Callisto zeigten, dass ihre Formen komplexe Strukturen aufweisen, die sich wie beim Erdmond und den terrestrischen Planeten durch ein Polynom 11. Grades approximieren lassen (*Neukum*, 1983, 1985, 1997; *Neukum et al.*, 1998, 2007). Für den Durchmesserbereich größer als  $\approx 5$  km konnten ältere, auf Voyager-Daten basierende Messungen bestätigt werden (*Neukum*, 1985; *Schmidt*, 1988; *Schmidt et al.*, 1989). Die Galileo-SSI-Daten ermöglichten erstmals auch Messungen von Kraterverteilungen bis herab in den Zehnermeterbereich.

*Wagner et al.* (2004, 2006c) fassten die wesentlichen Erkenntnisse über die Krater-Häufigkeitsverteilungen auf Callisto über den gesamten messbaren Durchmesserbereich zusammen:

1. Die Form der Verteilungen ist für Krater über  $\approx 5$  km Durchmesser *ähnlich denen auf den terrestrischen Planeten*.
2. Die Kraterdichte liegt etwa einen Faktor 3 - 4 unter der der lunaren Hochländer. Mit wenigen Ausnahmen von Verteilungen im Durchmesserbereich zwischen 1 und 5 km bzw. von geologisch überprägten Einheiten liegen *Produktionsverteilungen* vor. Eine generelle "Sättigung" der Callisto-Oberfläche mit Kratern (bzw. Equilibriumsverteilung), wie von *Zahnle et al.* (1998, 2003) diskutiert, ist nicht nachzuweisen.
3. Aus Messungen in den zwei Varietäten der Krater Ebenen konnte *keine Apex-Antapex-Asymmetrie* in den Häufigkeiten nachgewiesen werden, die ein Indikator für vorwiegend heliozentrische Projektile wäre (*Shoemaker und Wolfe*, 1982; *Shoemaker et al.*, 1982). Da eine wenn auch sehr langsame nicht-synchrone Rotation der äußeren Eiskruste über einem inneren Ozean vermutlich wegen der viel zu geringen Gezeitenwechselwirkung bei Callisto nahezu auszuschließen ist, sind *überwiegend planetozentrische, durch Jupiter eingefangene Projektile* die wahrscheinlichste Ursache. Ein Problem einer planetozentrischen Projektilpopulation stellt deren extrem kurze Lebensdauer dar. Es müssten über geologische Zeiträume hinweg beständig Projektile von außen neu eingefangen werden (*Horedt und Neukum*, 1984b).

Eine in weitaus geringerer Form vorhandene Apex-Antapex-Asymmetrie als z. B. von *Zahnle et al.* (1998) gefordert wurde von anderen Autoren diskutiert (*Zahnle et al.*, 2001; *Schenk et al.*, 2004). Erstere Autoren schlossen einerseits auf nicht-synchrone Rotation (zumindest bei Ganymed). Alternativ diskutierten sie ebenfalls planetozentrische Projektile, die in ihrem Szenario aber nicht durch Einfang, sondern als Impaktschutt in die Umlaufbahn um Jupiter gelangen, der bei größeren Einschlägen auf den Monden entstehen kann.

Dabei verwiesen sie aber auf die Schwierigkeit, genügend große Projektile mit mehreren Kilometern Durchmesser von einer Satellitenoberfläche in eine Umlaufbahn um Jupiter zu bringen.

Die große Anzahl der bis heute bekannten Jupitersatelliten (insgesamt 63; Stand: zweites Halbjahr 2006) zeigt, dass der Einfangprozess auch noch in geologisch jüngerer Zeit ein Regelfall zu sein scheint. Das ständige Einfangen von Projektilen durch Jupiter könnte die von *Horedt und Neukum* (1984b) diskutierte zeitliche Instabilität und Kurzlebigkeit einer planetozentrischen Projektilpopulation ausgleichen, demzufolge auch in einer früheren Zeit erhöhten Projektilflusses ausgeglichen haben.

4. Alle Verteilungen für Durchmesser über ca. 5 km bzw. unter ca. 200 m lassen sich durch das Polynom 11. Grades der lunaren Produktionsverteilung fitten, die in log-D im Sinne unterschiedlicher Kraterskalierung verschoben ist. Die Verschiebung zu kleineren Kraterdurchmessern auf Callisto (ebenso auf Ganymed) impliziert eine *im Vergleich mit dem Erdmond im Durchschnitt geringere Einschlagsgeschwindigkeit*, was ebenfalls nur mit vorwiegend planetozentrischen Projektilen verträglich ist.
5. Die für Callisto (und Ganymed) angenommene Verarmung (*depletion* oder der so genannte "dearth") an großen Kratern und demzufolge großen Projektilen (vergl. z. B. *Strom et al.*, 1981) konnte nicht bestätigt werden. Ein weitaus größerer Anteil von Becken und Palimpsesten, meist in Form sehr stark abgetragener Strukturen, wurde nach ersten Auswertungen der SSI-Daten vermutet bzw. in einigen Gebieten bereits nachgewiesen (*Klemaszewski et al.*, 1998a). Unabhängig voneinander bestimmten *Wagner et al.* (2004) und *Schenk et al.* (2004) die *Größenverteilung großer Impaktstrukturen*. Beide Auswertungen sind aber nur schwer vergleichbar, da letztere Autoren die von ihnen erfassten Strukturen nicht kartierten oder tabellarisch festhielten.
6. Die *Zahl der Palimpseste auf Callisto*, die mit einigen Ausnahmen zu den größeren Einschlagsstrukturen gehören, ist *vergleichbar mit der auf Ganymed*. Diese Erkenntnis steht im Widerspruch zu *Schenk et al.* (2004), die von einer niedrigeren Zahl Palimpseste (und Penpalimpseste) auf Callisto ausgehen. *Patterson et al.* (2005) merkten in ihrer Neukartierung der Ganymed-Oberfläche im regionalen Maßstab kritisch an, dass es sich nicht unbedingt bei allen hellen Flecken auf Ganymed wirklich um Palimpseste handelt, da eine ganze Reihe von ihnen nicht die charakteristischen Ringformen aufweisen. Als Gegenargument lässt sich hier aber wieder die Wirkung von Erosions- und Abtragungsprozessen anführen. Diese Prozesse, bedingt durch Sublimation des CO<sub>2</sub>-haltigen Oberflächen- und Krustenmaterials (vergl. *Moore et al.*, 1999), wirkten wegen des offenbar höheren Gehalts an CO<sub>2</sub> auf Callisto "aggressiver" als auf Ganymed. Palimpseste auf Callisto sind deshalb schwerer erkennbar, lassen sich aber dennoch bei sorgfältiger Kartierung in kontrastverstärkten Bilddaten detektieren.
7. Die durch Sublimation bedingten Prozesse von Erosion und Abtragung wirkten sich besonders auf die kleineren Krater im Kilometer- bis Subkilometerbereich aus. Der Grenzdurchmesser, unterhalb dem die Verteilung erosionsbedingt flacher wird, scheint eine gewisse Altersabhängigkeit aufzuweisen. In älteren (prä-Asgardischen) Kraterebenen liegt er bei etwa 4 - 5 km, in jüngeren (Asgardischen) bei etwa 1 - 2 km. *Die Verteilungen bleiben flach bis herab zu Durchmessern von etwa 200 - 300 m*. Dieses Phänomen ist auf Ganymed nicht zu beobachten und somit nicht auf einen geringeren Anteil kleinerer Projektile

im Jupitersystem zurückzuführen, wie zunächst vermutet (*Chapman et al.*, 1997).

8. *Unterhalb eines Durchmessers von 200 - 300 m werden die Verteilungen wieder steil mit einem kumulativen Verteilungsindex von etwa -3.* Dies ist in allen in hoher Auflösung beobachteten stratigraphisch jüngeren Einheiten, dem dunklen Material der *inter-crater plains*, nachzuweisen. Die Kraterhäufigkeiten dieser Einheiten liegen in diesem Durchmesserbereich fast innerhalb des Messfehlers aufeinander und deuten auf ein relativ einheitliches Alter des dunklen Materials in den *inter-crater plains*. Steile Verteilungen bei größeren Kratern von der Grenze der Auflösung bis zu 1 km sind dagegen Ausnahmen. Sie sind nur dort zu finden, wo Ruinen ehemaliger Krater noch zu erkennen sind (z. B. im Zielgebiet C3CSCATENA01). In stratigraphisch jüngeren Kratern wie Doh (Zielgebiet 10CSAS-GARD01) sind solche steilen Verteilungen in diesem Durchmesserbereich ebenfalls noch nachzuweisen.

### 9.1.2. Asteroiden oder Kometen als Hauptprojektilfamilie ?

Der Schluss von einer mond-ähnlichen Form der auf Callisto (ebenso auf Ganymed) gemessenen Kraterverteilungen auf *Asteroiden als Hauptprojektilfamilie im Jupitersystem* und demnach auf eine sehr wahrscheinlich *mond-ähnliche Impaktchronologie* erscheint fast zwingend (*Neukum*, 1997; *Neukum et al.*, 1998, 2007). Innerhalb dieses als *Model I* bezeichneten Chronologiemodells änderte sich die Impaktrate zeitlich wie im inneren Sonnensystem, mit einem exponentiellen Abfall während der ersten  $\approx 600 - 700$  Ga, einer Periode intensiven Meteoritenbombardements, und mit einer anschließenden Periode mehr oder weniger konstanter Einschlagsrate seit etwa 3 - 3.3 Ga (ebd.).

*Schenk et al.* (2004) stellten ihrerseits eine Synopse der Kraterverteilungen auf Callisto (und den beiden anderen Galileischen Eissatelliten) vor und kamen zu dem völlig abweichenden Schluss, dass sich die Verteilungen wesentlich von denen auf den terrestrischen Planeten unterscheiden, demzufolge auch eine andere Projektilpopulation im Jupitersystem aktiv gewesen sein muß. Da sie nicht genau dokumentierten, in welchen Gebieten und vor allem auf welchen geologischen Einheiten gezählt wurde, ist dies schwierig nachzuvollziehen. Das umgedrehte "U" im R-Plot ist in ihren Diagrammen zwar ebenfalls vorhanden, aber über einen wesentlich breiteren Durchmesserbereich als beispielsweise in Bild 7.4 (Abschnitt 7.4.4.2) angelegt. Da sie für diese Synopse eigene globale Auswertungen im Durchmesserbereich über 50 km mit Zählungen auf den regional und hoch aufgelösten SSI-Daten durch *Bierhaus et al.* (2000) kombinierten, liegt die Vermutung nahe, dass Kraterverteilungen aus stratigraphisch unterschiedlich alten Einheiten unzulässig miteinander vermischt wurden, die das allgemeine Bild der Form von Kraterverteilungen auf Callisto somit verfälschen.

Trotz der genannten Ähnlichkeiten zwischen lunaren Verteilungen und Verteilungen auf den Jupitersatelliten bleiben einige offene Fragen. Die Verteilungen im Jupitersystem wurden durch Verschieben des lunaren Polynoms in log-D approximiert. Allerdings wurde hierzu empirisch das alte, bei den größeren Kratern etwas steilere Polynom von *Neukum* (1983) und *Neukum und Ivanov* (1994) benutzt, nicht das auf der Basis genauerer Zählungen der Orientale-Ejekta verbesserte Polynom (*Neukum et al.*, 2001a). Der Grund für die bessere Angleichung mit dem

alten Polynom liegt möglicherweise in Unterschieden in der Kraterskalierung zwischen Mond und den Eismonden Callisto und Ganymed, auch in der Skalierung von kleinen und großen Kratern auf ein- und demselben Körper. Größere Projektile könnten aufgrund ihrer Masse in das im Vergleich mit Silikat weniger feste Eis tiefer eindringen, möglicherweise auf Kosten des "Breitenwachstums" des Kraters. Somit könnten mit wachsendem Projektildurchmesser und -masse Krater mit etwas geringeren Durchmessern entstehen, als es auf festeren, silikatischen Oberflächen bei ansonsten gleichen Einschlagsbedingungen der Fall wäre.

Die komplexe Form der Kraterverteilungen lässt zumindest auf eine kollisionsentwickelte Projektilpopulation schließen, wie sie für die Asteroiden nachgewiesen wurde, deren eigene komplexe Größen-Häufigkeitsverteilung sich in den Kraterverteilungen der terrestrischen Planeten wieder spiegelt (*Durda et al.*, 1998; *Ivanov et al.*, 2001; *Werner et al.*, 2002). Nicht auszuschließen, wenn auch bis heute nicht schlüssig nachgewiesen, ist eine ähnliche Entwicklung von Objekten wie JFCs oder KBOs des äußeren Sonnensystems. Diese möglichen Impaktoren im Jupitersystem könnten dadurch eine den Asteroiden ähnliche Größenverteilung herausgebildet haben. Da kleine Kometen aber in der Umgebung Jupiters wegen der Nähe zur Sonne bereits verdampfen, müssten die kleinen Krater bevorzugt durch andere Objekte entstanden sein. Diskutiert wurden hier neben den Trojanern (*Zahnle et al.*, 1998) vor allem die Asteroiden der Hilda-Gruppe (*Brunini et al.*, 2003).

Für Kometen als Hauptimpaktoren im Jupitersystem existieren zwei Chronologievarianten: (a) mit einem mondähnlichen Abfall der Einschlagsrate (*Shoemaker und Wolfe*, 1982), oder (b) mit einer konstanten Einschlagsrate (*Zahnle et al.*, 1998, 2003) - letzteres hier stets als *Model IIA/IIb* bezeichnet. In allen Modellchronologien, eingeschlossen das Asteroidenmodell nach *Neukum* (1997), gilt der überwiegende Teil der Callisto-Oberfläche als alt mit Modellaltern von mindestens 4 Ga und darüber. Sehr viel größere Unterschiede im Modellalter, in der Größenordnung von 1 - 2 Ga und mehr existieren bei den stratigraphisch jüngeren Einheiten, z. B. den Becken oder den dunklen *inter-crater plains*, zwischen *Model I* und *Model IIA/IIb*. Zwischen *Model IIA* und *IIb* bestehen ebenfalls große Unterschiede. *Zahnle et al.* (2003) überarbeiteten ihre Impaktraten (vergl. *Zahnle et al.*, 1998) mehrfach. In ihrem neueren Modell wurde die Europa-Oberfläche (ursprünglich 5 - 10 Ma) älter, etwa 50 bis 70 Ma (*Zahnle et al.*, 2003). Da aber die gesetzmäßige Änderung der Einschlagsraten innerhalb des Jupitersystems von einem Satelliten zum nächsten zu berücksichtigen ist, resultieren daraus für die ältesten Gebiete auf Ganymed und Callisto Alter von 4.4 - 4.5 Ga in *Model IIb*, die vermutlich viel zu hoch sind.

Neuere Messungen der Kraterhäufigkeiten auf den Satelliten des Saturn, die derzeit von den beiden Kameras an Bord der Cassini-Sonde erforscht werden, zeigten, dass auch die Kraterverteilungen auf den Saturnsatelliten ähnliche Formen wie im inneren Sonnensystem aufweisen (*Neukum et al.*, 2005, 2006; *Wagner et al.*, 2006c). Dies würde beweisen, dass asteroidale Projektile mindestens bis zur Saturnbahn ein wesentlicher Bestandteil der Projektilfamilie waren - zumindest für die Zeit vor mehr als 3 Milliarden Jahren. Allerdings ist auch anzunehmen, dass der Beitrag von Objekten wie JFCs oder KBOs im Jupiter- wie im Saturnsystem sicher höher als im inneren Sonnensystem (dort vermutlich unter 10 % (*Neukum et al.*, 2001a)) war und rezent noch ist. Wachsende Entfernung vom Asteroidengürtel und zunehmende Annäherung an den Kuiper-Gürtel dürften sich dabei auswirken.

### 9.1.3. Kleine Krater: primär oder sekundär ?

In jüngster Zeit wird erneut die Frage intensiv diskutiert, ob die kleinen Krater alle - oder vorwiegend - primär oder sekundär sind, und ob Datierungen auf der Basis von Kratern kleiner als 1 - 2 km überhaupt verlässlich sind, unabhängig auf welchem Objekt im inneren oder äußeren Sonnensystem man die Datierungen durchführt (vergl. *McEwen et al.*, 2005a).

In allen hier präsentierten Zählungen wurden Krater, die als Sekundärkrater gelten könnten, von den Messungen ausgeschlossen. Dazu gehören neben Clustern oder Ketten auch unregelmäßig geformte kleine Krater im Kilometerbereich oder darunter. Es bleibt allerdings eine gewisse, möglicherweise signifikante Unsicherheit in der genauen Zuordnung von Kratern entweder zu Primär- oder Sekundärkratern. Vor allem bei hoch energetischen Einschlägen von sehr schnell einfallenden Projektilen (mit Impaktgeschwindigkeiten von mehr als 15 - 20 km/sec) kann das ausgeworfene Material sehr große Distanzen zurücklegen und bei Wiederauftreffen auf der Oberfläche Krater hervorrufen, die sich in ihrer dann meist runden Form nicht mehr von Primärkratern unterscheiden. Bereits *Shoemaker* (1965) sah einen wesentlichen, letztendlich Altersdatierungen verfälschenden Beitrag solcher so genannter *background secondaries*.

*McEwen et al.* (2005a) zweifeln am Beispiel einer Untersuchung des Kraters Zunil auf dem Mars an, dass die steile Verteilung mit einem kumulativen Verteilungsindex von etwa -3 bei Subkilometerkratern durch den Einschlag primärer Projektile bedingt ist, sehen stattdessen einen überwiegenden Einfluss von Sekundärkratern und kommen zu der Schlussfolgerung, dass Datierungen mittels Kraterstatistik im Durchmesserbereich unterhalb von etwa 1 km nicht verlässlich sind. Für den Fall des Jupitermondes Europa wurde diskutiert, dass alle kleinen Krater weitgehend sekundären Ursprungs ausgehend von den wenigen großen Kratern seien (*Bierhaus et al.*, 2001, 2004). Mit dieser Erklärung konnte man auch das Problem der möglicherweise nicht existierenden kleinen Projektile im kometaren Szenario umgehen. Die Autoren zogen auch für die beiden anderen Galileischen Satelliten Ganymed und Callisto entsprechend den Schluss einer vorwiegend sekundären Kraterpopulation bei kleineren Kratern (ebd.).

Anhand der von Galileo SSI gelieferten Bilddaten von den beiden Asteroiden Gaspra und Ida konnte nachgewiesen werden, dass die steile Verteilung bei kleinen Kratern auch in der Quellregion asteroidaler Projektile (d. h. im Asteroidengürtel) vorkommt und nicht von Sekundärkratern stammt, da die Gravitation auf diesen Objekten zu gering ist und ausgeworfenes Material somit nicht wieder auf die Oberflächen dieser Objekte zurückfällt (*Neukum und Ivanov*, 1994).

Dass unabhängig von dieser Abgrenzung noch Sekundärkrater mitgemessen wurden, ist letztendlich nicht völlig auszuschließen. *Werner* (2005) konnte jedoch zeigen, dass der Anteil von Sekundärkratern in einer gemessenen Kraterverteilung allenfalls in der Größenordnung von durchschnittlich  $\approx 5\%$  liegt. Der Fehler in der Altersdatierung durch Mitmessen von nicht erkannten Sekundärkratern liegt höchstens einen Faktor 2 über oder unter dem "wahren" nur mit Primärkratern bestimmten Alter (ebd.).

Die weiter oben erwähnte von *Schenk et al.* (2004) gegebene allgemeine Form von Kraterverteilungen auf Callisto (und Ganymed) mit dem Schluss auf eine vom inneren Sonnensystem völlig abweichende Projektilpopulation erscheint nicht nur unter dem Aspekt fragwürdig, dass in unter-

schiedlichen Durchmesserbereichen altersmäßig verschiedene Einheiten miteinander verglichen wurden, sondern auch deshalb, weil die in der Regel überwiegend als sekundär interpretierten kleineren Krater stillschweigend der Verteilung von Primärkratern und damit der Projektil-Größenverteilung zugeschlagen wurden.

Auf der Grundlage all dieser Überlegungen stellen Messungen der Kraterverteilungen geologischer Einheiten auf Callisto in unterschiedlichen Durchmesserbereichen damit ein verlässliches Hilfsmittel dar, (a) stratigraphische Zusammenhänge zu verdeutlichen und (b) auch Einheiten altersmäßig miteinander zu korrelieren, die keine gemeinsame geologische Grenze aufweisen. In Messungen hoher Bildauflösung könnten mögliche Sekundärkrater zwar noch einen gewissen Anteil der gemessenen Verteilung darstellen, der aber nach *Werner* (2005) nur etwa 5 % aller gemessenen Krater beträgt und abhängig von der geologischen Umgebung ist, beispielsweise von der Nähe zu einem größeren Krater mit noch erhaltenen diskontinuierlichen Ejekta.

Aus den obigen Ausführungen geht ferner hervor, dass im Jupitersystem ein vermutlich mondähnliches Impaktszenario Gültigkeit hat, sicher bei Asteroiden (*Neukum*, 1997; *Neukum et al.*, 1998, 2007), möglicherweise aber auch bei vorwiegend kometaren Objekten (*Shoemaker und Wolfe*, 1982). Das von *Zahnle et al.* (1998, 2003) vorgestellte Einschlagsszenario mit einer durchweg konstanten Einschlagsrate stellt vermutlich einen Grenzfall dar, da nicht genau bekannt ist, wie die Einschlagsrate von Kometen in der Frühzeit verlief. Ein den Asteroiden ähnliches heftiges Bombardement in der Frühzeit, selbst mit Asteroiden als Hauptprojektilfamilie für diese Zeit, ist auch nach Ansicht dieser Autoren nicht auszuschließen.

Die folgenden Abschnitte 9.2 und 9.3 fassen die geologische Entwicklung von Callisto zusammen. Die charakteristischen Einheiten jedes chronostratigraphischen Systems bzw. jeder chronologischen Periode sind in paläogeologischen Karten, je eine für die Jupiter zu- und abgewandte Hemisphäre und für Bug- und Heckseite (Abbildungen 9.3 bis 9.14) dargestellt. Alle in diesen Karten enthaltenen Einheiten sind synoptisch in einem chronostratigraphischen Korrelationsdiagramm (Abb. 9.15) am Ende des Abschnitts 9.2 dargestellt. Diese Karten orientieren sich an analogen Darstellungen der lunaren geologischen Geschichte in *Wilhelms* (1987). Der abschließende Abschnitt 9.4 legt dar, welche Anforderungen an eine neue Mission zu Jupiter und seinen Monden zu stellen sind, um offen gebliebene Fragen zu klären.

### 9.2. Unterteilung der geologischen Geschichte von Callisto in chronostratigraphische Systeme und chronologische Perioden

Einschlagsbecken und Strahlenkrater stellen Zeitmarken dar, durch die die geologische Geschichte von Callisto in wenigstens **vier chronostratigraphische Systeme** unterteilbar ist. Diese Systeme sind durch Typlokalitäten mit einer Abfolge von geologischen Einheiten definiert, die lithostratigraphisch den Rang einer Formation (bei Kratern) oder einer Gruppe (bei Ringbecken) einnehmen.

Die Zuordnung geologischer Einheiten zu einem dieser Systeme erfolgt neben stratigraphischen Kriterien gegenseitiger Überlagerung bei ausreichender Bildauflösung auf der Grundlage von

Zeitstrat. System/Serie	$N_{\text{kum}}$ ( $D \geq 1 \text{ km}$ )	$N_{\text{kum}}$ ( $D \geq 10 \text{ km}$ )	Model I [Ga]	Model IIa [Ga]
<b>Burrian</b> <sup>(1, 2)</sup>	$\leq 9.94 \cdot 10^{-5}$ $\leq 4.86 \cdot 10^{-4}$	$\leq 1.44 \cdot 10^{-6}$ $\leq 7.06 \cdot 10^{-6}$	$\leq 1.2$ <sup>(1)</sup> $\leq 3.51$ <sup>(2)</sup>	0.057 (0.28/0.012) 0.27 (1.21/0.056)
<b>Valhallian:</b> <i>Upper Valh.</i> <sup>(3)</sup> <i>Lower Valh.</i>	$2.54 \cdot 10^{-3} \pm 0.6$ $5.46 \cdot 10^{-3} \pm 1.7$	$3.69 \cdot 10^{-5} \pm 0.9$ $7.93 \cdot 10^{-5} \pm 2.4$	$3.86 \pm 0.04$ $3.98 \pm 0.045$	1.26 (3.66/0.28) 2.16 (4.38/0.55)
<b>Asgardian</b>	$2.29 \cdot 10^{-2} \pm 0.54$	$3.33 \cdot 10^{-4} \pm 0.80$	$4.19 \pm 0.04$	4.25 (4.56/1.91)
<b>Pre-Asgardian</b>	$> 2.29 \cdot 10^{-2}$	$> 3.33 \cdot 10^{-4}$	$> 4.19$	$> 4.25$

**Tabelle 9.1.:** Kumulative Häufigkeiten und Modellalter der Basishorizonte für die chronostratigraphischen Systeme und Serien der Callisto-Geologie. *Burrianisches System:* abgeschätzte (maximale) Kraterhäufigkeiten <sup>(1)</sup> für die mittlere Entstehungszeit eines entsprechend großen Kraters, und <sup>(2)</sup> für die Fläche von Boden und Ejekta. *Obere valhallische Serie*<sup>(3)</sup>: Innerhalb von *Model IIa/b* ist es sinnvoller, diese Serie mit dem obersten System (Burrian) zu einem jüngsten System zusammenzufassen (Lofnian-Burrian).

Kraterhäufigkeitsmessungen, und, bei fast allen Kratern, auf deren Erosionszustand, hier allerdings mit hoher Unsicherheit in der genauen Altersstellung. Eine zusätzliche, aber durch meist nicht ausreichende Bildauflösung sehr eingeschränkte Methode der Einordnung von Kratern ist die in Abschnitt 7.4.8 beschriebene Altersabschätzung von Einzelkratern.

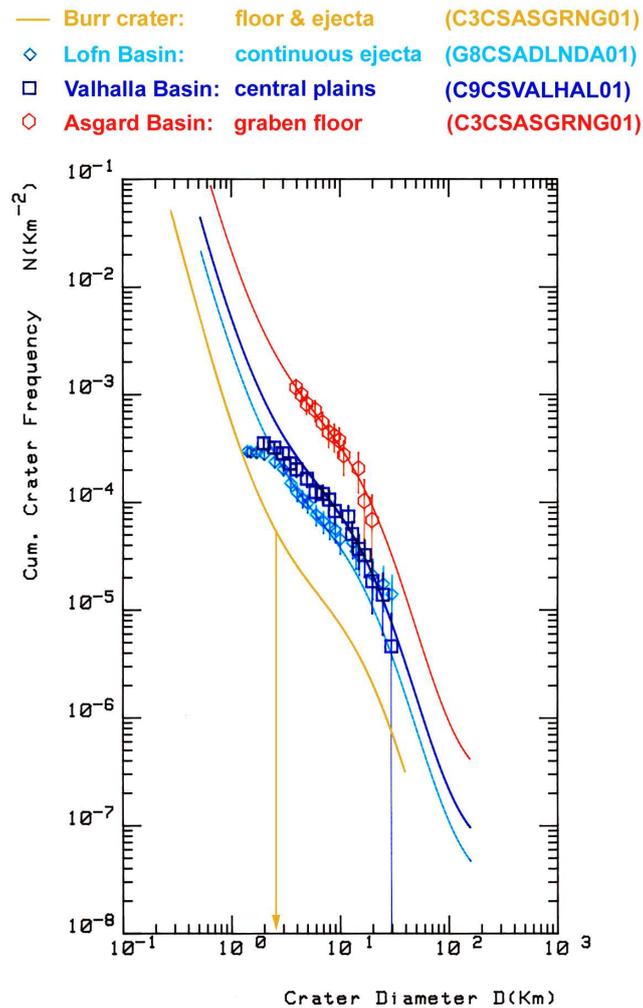
In Tabelle 9.1 sind die kumulativen Kraterhäufigkeiten bei den Durchmessern (größer oder gleich) 1 km und 10 km und die korrespondierenden Modellalter aus den beiden Chronologiemodellen für jeden zeitstratigraphischen Basishorizont aufgelistet. Aus Platzgründen wurde beim Kometenmodell nur die Variante *IIa* (Zahnle et al., 1998) berücksichtigt. Da die Datierung aller Becken nur im Durchmesserbereich von  $\approx 5$  km und höher erfolgte, wurden die kumulativen Häufigkeiten für den Referenzdurchmesser 1 km aus dem Polynom der Produktionsverteilung ermittelt (vergl. Tabelle 7.2, Abschnitt 7.4.4.2 und Abschnitt 7.4.6.2).

Mittels der beiden Modellchronologien wurden den in Tabelle 9.1 aufgeführten Systemen und Serien gleichnamige chronologische Perioden und Epochen zugeordnet. Die Fehler in *Model I* wurden bei festgehaltener ("fehlerfreier") Chronologiefunktion aus den Messfehlern der Kratermessung ermittelt, die Fehler in *Model IIa* folgen aus der Unsicherheit der Einschlagsrate. Das kumulative Häufigkeitsdiagramm in Abb. 9.1 zeigt synoptisch die Isochronen der einzelnen Impaktevents an der Basis der Systeme (und Serien) bzw. Perioden (und Epochen). Abbildung 9.2 stellt die Chronologiefunktionen der beiden Impaktaltersmodelle *Model I* und *Model IIa* und die Zeitgrenzen der einzelnen Perioden und Epochen der geologischen Geschichte von Callisto dar.

### 9.3. Die geologische Geschichte von Callisto

#### 9.3.1. Entstehung und frühe Entwicklung

Die Galileischen Satelliten entstanden in einer zirkumplanetaren Gas- und Staubscheibe um den sich akkretierenden Proto-Jupiter (Lunine et al., 2004, und Zitate darin). (1) Der Tempera-

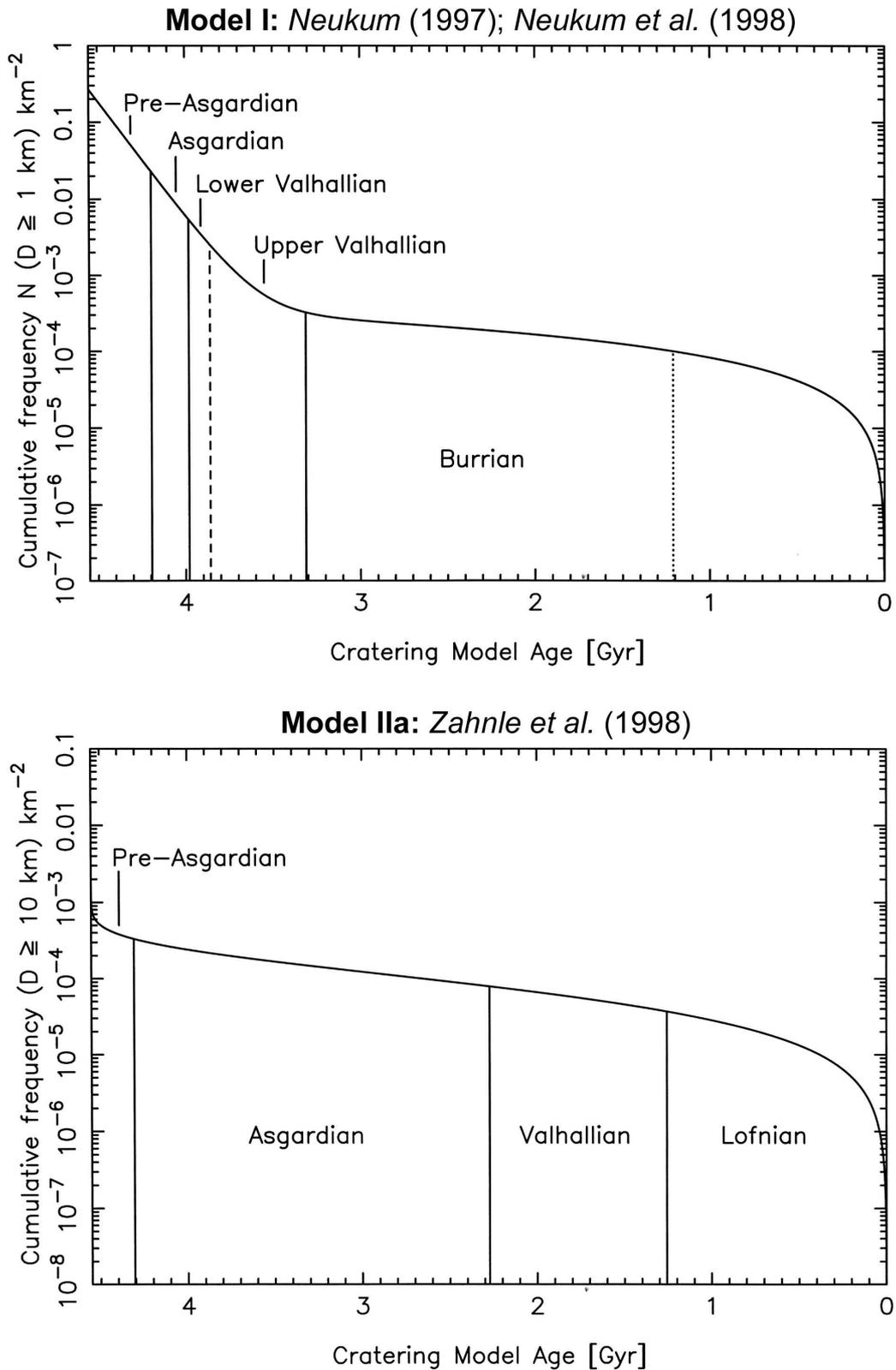


**Abbildung 9.1.:** Kumulatives Kraterhäufigkeitsdiagramm der chronostratigraphischen Basishorizonte der Callisto-Geologie. Die (maximale) Kraterhäufigkeit für Burr wurde abgeschätzt (hier nur Abschätzung für Boden und Ejecta für einen kleinsten erkennbaren Durchmesser von 2.5 km enthalten).

turgradient von Jupiter nach außen, (2) die Abnahme refraktorischer Bestandteile (z. B. von Silikaten) bei gleichzeitiger Zunahme leichtflüchtiger Bestandteile mit wachsender Entfernung von Jupiter, und (3) die weitgehend koplanaren Bahnen der Satelliten zeigen, dass sie zusammen mit Jupiter entstanden und nicht eingefangene Objekte sind (ebd.).

Aus Kristallisationsaltern von Meteoriten folgt, dass das älteste nachweisbare planetare Material vor  $4.559 \pm 0.005$  Ga entstand (Zitate in *Hartmann*, 1999). Dieser Wert stellt ein Höchstalter für Jupiter und seine Satelliten dar. Allerdings werden neuerdings auch höhere Alter für die großen Planeten und ihre (nicht eingefangenen) Satelliten von bis zu 4.7 Ga diskutiert (*Matson*, persönliche Mitteilung, 2005). Die Entstehungszeiten von Jupiter und Saturn liegen in der Größenordnung von  $8 \cdot 10^7$  bzw.  $3 \cdot 10^8$  Jahren (*Horedt*, 1988).

Der Ort, an dem die beiden äußeren Galileischen Satelliten Ganymed und Callisto entstan-



**Abbildung 9.2.:** Impaktchronologiemodelle und chronologisch-stratigraphische Unterteilung der geologischen Geschichte von Callisto. Gezeigt sind die beiden Chronologiemodelle *Model I* und *Model IIa*. Die Variante *Model IIb* (Zahnle et al., 2003) ist hier nicht aufgeführt.

den, war kühler als die Bereiche weiter innen im Jupitersystem. Hier kondensierten vorwiegend leichter flüchtige Bestandteile aus Elementen wie H, O, C und N, aber auch noch schwerere Bestandteile, die Si enthielten (*McKinnon und Parmentier*, 1986). Die Akkretion der beiden Satelliten in der zirkum-Jovianischen Akkretionsscheibe verlief wahrscheinlich in einem verhältnismäßig kurzen Zeitraum von weniger als  $10^5$  Jahren (*McKinnon und Parmentier*, 1986, und Zitate darin). *Canup und Ward* (2002) gehen von höheren Bildungszeiten in der Größenordnung von  $10^6$  Jahren oder mehr aus.

Beide Satelliten weisen unterschiedliche Differenzierungsgrade auf, die ihren Ursprung nicht nur in unterschiedlichen thermalen Entwicklungen haben, sondern sicher auch bereits in den Entstehungsbedingungen begründet sind. Die *Ganymed-Callisto-Dichotomie* dürfte bereits auf die Akkretion beider Satelliten im zirkum-Jovianischen Nebel zurückgehen (*McKinnon und Parmentier*, 1986). Das bei fünf Vorbeifügen der Galileo-Sonde durch Doppler-Messungen bestimmte axiale Trägheitsmoment von Callisto von  $I/MR^2 = 0.3549 \pm 0.0042$  ( $M$ : Masse;  $R$ : Radius) ist zu niedrig für einen homogenen Körper ( $I/MR^2 = 0.38$ ) (*Anderson et al.*, 1998, 2001), aber nicht niedrig genug für einen differenzierten Körper wie Ganymed, dessen axiales Trägheitsmoment bei Galileo-Vorbeifügen mit  $I/MR^2 = 0.3105 \pm 0.0028$  bestimmt wurde (*Anderson et al.*, 1996a). Callisto ist damit zumindest teilweise differenziert.

Nicht exakt nachweisbar ist, ob die beiden äußeren Galileischen Satelliten in einem homogenen oder heterogenen Akkretionsszenario entstanden (*Murray et al.*, 1980; *McKinnon und Parmentier*, 1986). Bei *homogener Akkretion* entstehen planetare Körper bei anfangs niedrigen Temperaturen in etwa der gleichen Zusammensetzung wie der solare oder zirkum-planetare Nebel, jedoch mit lokalen Unterschieden je nach Entfernung von der Sonne oder dem Zentral-Proto planeten, und bildeten erst im Verlauf ihrer weiteren thermalen Entwicklung chemisch differenzierte Zonen wie Mantel und Kern. Bei *heterogener Akkretion* kommt es bereits bei der Entstehung von Planeten oder Satelliten zur Bildung chemisch unterschiedlicher Zonen, entsprechend der Kondensation unterschiedlicher Elemente mit fallender Temperatur. Die heterogen entstandenen planetaren Körper weisen damit bereits grob eine Unterteilung in Kern, Mantel und Kruste auf (*Lewis*, 1997).

Bei Callisto herrscht weitgehend Übereinstimmung darüber, dass sich der Satellit durch homogene Akkretion bei anfangs niedrigen Temperaturen bildete (*Schubert et al.*, 1981, 1986; *Canup und Ward*, 2002; *Nagel et al.*, 2004). Der geringe Differentiationsgrad spricht für dieses Szenario. Ganymed könnte sich dagegen heterogen akkretiert haben und differenzierte sich später noch weiter. Sehr wahrscheinlich ist aber, dass sich die Akkretionsbedingungen beider Satelliten (auch bei Annahme homogener Akkretion) grundlegend voneinander unterschieden und beide deshalb sehr unterschiedliche Entwicklungspfade einschlugen, trotz vergleichbaren Durchmessers (*Nagel et al.*, 2004, und Zitate darin). Ausgehend von einem anfänglichen Gemisch Metall führenden Gesteinsmaterials und Eis, aus dem sich Callisto akkretierte, diskutierten *Nagel et al.* (2004) ein Szenario, in dem sich diese beiden Komponenten im Lauf der weiteren Entwicklung unvollständig entmischten und Callisto somit nur teilweise differenziert blieb. Nach einem älteren Modell von *Nagel et al.* (2000) könnte diese sehr langsam verlaufende Entmischung von Gestein und Eis sogar noch bis heute in Gang sein.

In einem relativ kurzen Zeitraum von nur etwa  $10^7$  bis  $10^8$  Jahren nach der Entstehung stellte

sich gebundene Rotation ein. Dies hat vermutlich sehr früh noch vor Bildung einer festen Kruste stattgefunden. Die dabei entstandenen charakteristischen Lineamenthaupttrichtungen (z. B. NE-SW, NW-SE in den mittleren Breiten, vergl. *Pechmann und Melosh, 1979*) dürften heute nicht mehr direkt nachzuweisen sein, könnten aber als Schwächezonen in der Kruste vorhanden geblieben und bei späteren Ereignissen (z. B. bei Impakten) reaktiviert worden sein (siehe weiter unten).

### 9.3.2. Prä-Asgardische und Asgardische Periode

Die beiden stratigraphisch untersten Systeme und chronologisch ältesten Perioden der geologischen Geschichte von Callisto sind geprägt von intensivem Meteoritenbombardement, wodurch ausgedehnte, geologisch wenig differenzierte Kraterebenen entstanden. Gleichzeitig wirkten Erosions- und Abtragungsprozesse. Tektonik ist durch Lineament- und Bruchsysteme dokumentiert, an denen bevorzugt Erosion und Degradation angesetzt haben. Kryovulkanische Aktivität hat möglicherweise stattgefunden, ist aber nicht mit letzter Sicherheit nachzuweisen.

#### 9.3.2.1. Kraterebenen: Albedo- und Farbunterschiede

Die Krater bildeten sich auf einer Kruste, die bis in größere Tiefen von mindestens mehreren Hundert Metern reich an Wassereis ist, wie Radar-Beobachtungen belegen (*Ostro et al., 1992*). Ein weiterer wesentlicher Bestandteil des Krustenmaterials ist mit hoher Wahrscheinlichkeit CO<sub>2</sub>. Dies würde die intensive Erosion und Degradation durch Sublimation erklären, die auf dem Nachbarmond Ganymed nicht in gleicher Weise auftritt (*Moore et al., 1999*). NIMS-Spektren der dunklen Callisto-Oberfläche (ebenso der alten, dunklen Gebiete auf Ganymed) deuten auf Beimengungen durch Nicht-Eismaterial hin (organische Molekül-Verbindungen, z. B. Tholine; eventuell Schichtsilikate, die auch in chondritischen Meteoriten vorkommen, vergl. *McCord et al., 1997* und *1998*). Falls diese Materialien auch Bestandteil der eishaltigen Kruste sind, müssten sie weitgehend radar-transparent sein - oder den eishaltigen Untergrund in einer Dicke von nur wenigen Zentimetern bedecken, eine Schlussfolgerung, die nicht mit der Beobachtung einer nach *Moore et al. (2004)* mindestens mehrere Hundert Meter dicken Schicht dunklen Materials kompatibel ist.

Neuere Erkenntnisse von *Stephan (2006)*, basierend auf Auswertungen der Galileo-NIMS-Daten, stellen die bedeutendere Rolle von CO<sub>2</sub> verglichen mit Ganymed in Frage. Ob das CO<sub>2</sub>-Absorptionsband bei 4.25  $\mu\text{m}$  detektierbar ist, hängt von der Gesamtreflexion in diesem Spektralbereich ab. Da die Reflexion auf Callisto hier insgesamt niedriger ist, fällt das CO<sub>2</sub>-Band stärker ins Gewicht als auf Ganymed mit einer höheren Reflexion. In diesem Szenario wäre die weiter fortgeschrittene Abtragung von Geländeformen auf Callisto im Gegensatz zu Ganymed nicht mit einem höheren Anteil von Kohlendioxid erklärbar, sondern hat andere, vorerst nicht bekannte Ursachen.

Das dunkle Material der Kraterebenen bzw. bei höherer Auflösung der *inter-crater plains* stellt zum einen den Rückstand dar, der sich durch Sublimation leichter flüchtiger Komponenten mit

der Zeit an der Oberfläche ansammelte. Zum anderen handelt es sich in den dunklen Gebieten von Callisto und Ganymed zusätzlich auch um meteoritisches Material, das bei den zahlreichen Einschlägen eingebracht wurde (*Prockter et al.*, 1998). Neuere Untersuchungen auf der Basis der spektralen NIMS-Daten bestätigen dies für beide Monde (*Stephan*, 2006). Das dunkle Material resultiert damit aus mehreren Prozessen: (1) Entstehung eines dunklen Rückstands durch Sublimationsverwitterung aus einem Gemisch von Eis- und Nichteis-Material, (2) Einbringen meteoritischen Materials bei Impakten, und (3) Vermischung von Material aus unterschiedlichen Krustentiefen durch die zahlreichen Impakte. Das dunkle Material repräsentiert somit auch den Regolith beider Satelliten.

Die paläogeologischen Karten in Abbildung 9.3 ff. enthalten die für jedes chronostratigraphische System charakteristischen geologischen Einheiten, Abb. 9.3 und 9.4 für das prä-Asgardische, Abb. 9.5 und 9.6 für das Asgardische System. Einzelne Arbeitsgebiete sind mit **RM-1** bis **RM-5** (*RM: regional mapping*) bezeichnet. RM-1 und RM-2 entsprechen Regionen, die nur von Voyager-Daten abgedeckt wurden, ausgenommen einzelne Gebiete in höherer SSI-Auflösung. Gebiet RM-3 entspricht dem SSI-Zielgebiet C3CSASGRNG01. Gebiet RM-4 umfasst die SSI-Zielgebiete G8CSVGRGAP01, G8CSADLNDA01 und G8CSSPOLAR01, RM-5 entspricht dem SSI-Zielgebiet G7CSGLOBAL01.

Bei Bildauflösungen von  $\approx 0.7 - 6$  km/pxl (Voyager-Daten und ein großer Teil der SSI-Daten) sind die Krateren nur in geringem Maß in Untereinheiten differenzierbar. Meist ist eine hellere und eine dunklere Variante erkennbar, die sich auch in den Voyager-Farbfiltren in Farbbunterschieden ausdrückt. Diese seit Voyager bekannte, jedoch geringe geologische Differenzierung (vergl. z. B. *Schenk und McKinnon* (1985); *Wagner et al.* (1989); *Wagner und Neukum* (1991, 1994b); *Schenk* (1995)) geht auch aus den etwas höher aufgelösten SSI-Daten hervor. Die Unterschiede bei mittlerer bis regionaler Bildauflösung sind gering und in der Regel von der Beleuchtungsgeometrie abhängig.

In einigen der dunkleren Varianten, aber nicht in allen, sind die gemessenen Kraterhäufigkeiten niedriger als in den helleren. Die jüngere Variante ist meist in das Asgardische System (Einheit *Acp*), die ältere in das prä-Asgardische System (*pAcp*) zu stellen. Ihre Verbreitung zeigen die Karten in den Abbildungen 9.3 bis 9.6. Die aus den Kraterhäufigkeiten ableitbaren Alter (*Model I*) betragen bei der älteren Variante 4.25 - 4.35 Ga, bei der jüngeren 4.2 bis 4.1 Ga. Krateren, die nicht detailliert ausgewertet wurden, sind in diesen Abbildungen als Einheit **ApAcu - cratered plains, undivided** enthalten. Eine weitere, sehr helle Variante, Einheit **ApAbc - bright cratered plains** ist nahe der G8-Zielgebiete in den Voyager-Daten unter sehr schrägem Blickwinkel erkennbar (vergl. hierzu auch *Schenk*, 1995). Sie verdankt ihre helle Albedo vermutlich den hellen Ejekta des Lofn-Beckens.

Die Grenzen zwischen den helleren und dunkleren Varianten der Krateren sind durchweg schwer festzulegen, da weder markante Albedo- noch morphologische oder tektonische Unterschiede vorhanden sind. Grund für die meist undeutlichen Grenzen ist das "Versinken" von Kratern und deren Ejekta im dunkleren Material der Umgebung, d. h. im meteoritisch eingebrachten Material und in den Verwitterungsrückständen. Zudem erschwert unterschiedliche Beleuchtungsgeometrie aneinander grenzender Voyager- und/oder SSI-Zielgebiete die Verfolgung geologischer Grenzen.

Es ist nicht eindeutig zu klären, wie die auffallende Farbdichotomie in den OR/UV- und OR/VI-Ratios in zwei unterschiedliche Materialien in den Kraterebenen der Jupiter abgewandten Hemisphäre zustande kam und wann dies zeitlich erfolgte (vergl. Abbildungen 8.70 und 8.71 in Abschnitt 8.6.10). Es fehlt in den Voyager-Daten eine lückenlose globale Abdeckung der entsprechenden Farbfilter UV, VI und OR. Ebenso fehlte an Bord von Galileo ein abbildendes Spektrometer für den sichtbaren und ultravioletten Bereich (vergleichbar den VIMS- und UVIS-Instrumenten an Bord der derzeit um Saturn kreisenden Cassini-Sonde). Für die Farbdifferenzierung könnten Materialunterschiede verantwortlich sein. Eine zweite Möglichkeit sind Unterschiede in den Korngrößen, die ebenfalls in farblichen Differenzierungen Ausdruck finden (*Stephan, 2006*). Der Material- und/oder Korngrößenunterschied besteht offenbar nicht nur oberflächlich, da die Grenze zwischen dem stark im UV reflektierenden und dem im UV absorbierenden Bereich etwa entlang von Hauptlineamentrichtungen verläuft - süd-westlich von Asgard mit einer Richtung von ENE-WSW, östlich von Asgard, wegen der fehlenden Abdeckung mit Voyager-Farbfiltern aber nicht weiter verfolgbar, mit einer Richtung von NNE-SSW.

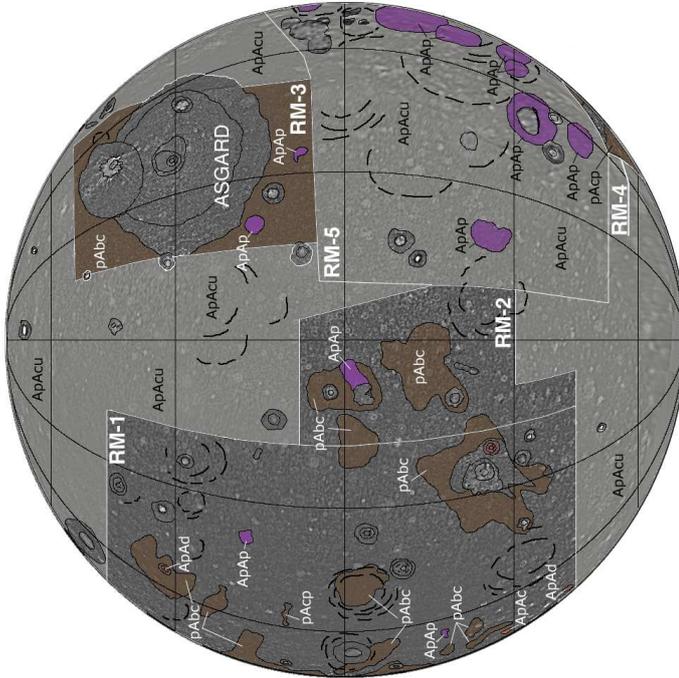
Basierend auf dieser Farbdichotomie muß die oberste Callisto-Kruste zumindest auf der Jupiter abgewandten Hemisphäre in zwei Materialien unterschiedlicher Zusammensetzung und/oder Korngrößen geschichtet sein: Das in der südlichen Hemisphäre verbreitete Oberflächenmaterial besteht aus einem stark im UV und Violett reflektierenden Rückstand, das Material in der nördlichen dagegen absorbiert stärker im UV und im Violetten. Impakte durchschlugen hier diese Schicht und förderten dabei Material, das in der südlichen Hemisphäre an der Oberfläche verbreitet ist. Dies verleiht der nördlichen Hemisphäre ein durch die kleineren Krater gesprenkeltes Aussehen. Lediglich im Bereich des Asgard-Beckens fehlen diese Krater, deren Ejekta zum Teil aus Material des südlichen Bereichs bestehen. Asgard überprägte somit einen bereits vor seiner Entstehung bestehenden Material- und oder Korngrößenunterschiede auf der Jupiter abgewandten Hemisphäre.

### 9.3.2.2. Kraterverteilungen; Erosions- und Degradationsprozesse

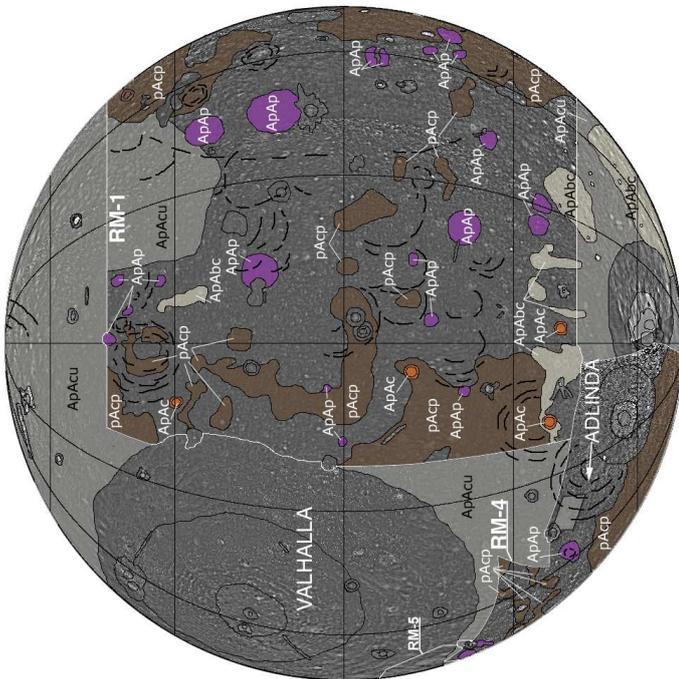
Die hohe Kraterdichte der prä-Asgardischen Kraterebenen, vor allem bei Kratern unter 15 km Durchmesser, ist in einigen Gebieten noch nachzuweisen, wo sich im Durchmesserbereich von ca. 15 km bis herab zu etwa 3 - 4 km bereits eine Gleichgewichtsverteilung herausgebildet hat (vergl. Bild 8.64, Abschnitt 8.6.8), während die Krater über 15 km noch eine Produktionsverteilung bilden. Krater im Durchmesserbereich unter 15 km sind häufig stark abgetragen und deshalb nur noch in höher aufgelösten Bilddaten (nicht mehr bei Voyager-Auflösung) erkennbar (z. B. in den Zielgebieten 10CSASGARD01 und 20CSCRSTAT\_02). Erosions- und Degradationsprozesse drücken sich durch eine flachere Verteilung aus. Der Übergang von einer Produktions- oder, falls vorhanden, einer Equilibriumverteilung in eine flache, durch Erosion und Abtragung der kleineren Krater geprägte Verteilung liegt bei einem Grenzdurchmesser von 3 - 5 km (Abb. 8.64, Abschnitt 8.6.8).

Der Grenzdurchmesser scheint zeitabhängig zu sein: In Asgardischen Einheiten liegt er eher bei 1 - 2 km (vergl. z. B. Abb. 8.39 (a), Abschnitt 8.5.3, oder Abb. 8.45 (unten), Abschnitt 8.5.5). Zumindest in einem Fall war es möglich, eine jüngere, noch steile Asgardische Produktionsverteilung

Antijovian hemisphere



Subjovian hemisphere



System:	Cratered plains materials	Crater (c) and dome crater (d) materials	Palimpsest (p) and basin (b) materials	Cratering Model Age I	Cratering Model Age II
<b>Asgardian</b>				4.19 Gyr	4.25 Gyr
<b>Pre-Asgardian</b>				<b>&gt; 4.19 Gyr</b>	<b>&gt; 4.25 Gyr</b>

**Abbildung 9.3.:** Paläogeologische Karte des Prä-Asgardischen Systems (Jupiter zu- und abgewandte Seite). Nähere Beschreibung siehe Text (analog für Abb. 9.4 bis 9.14).



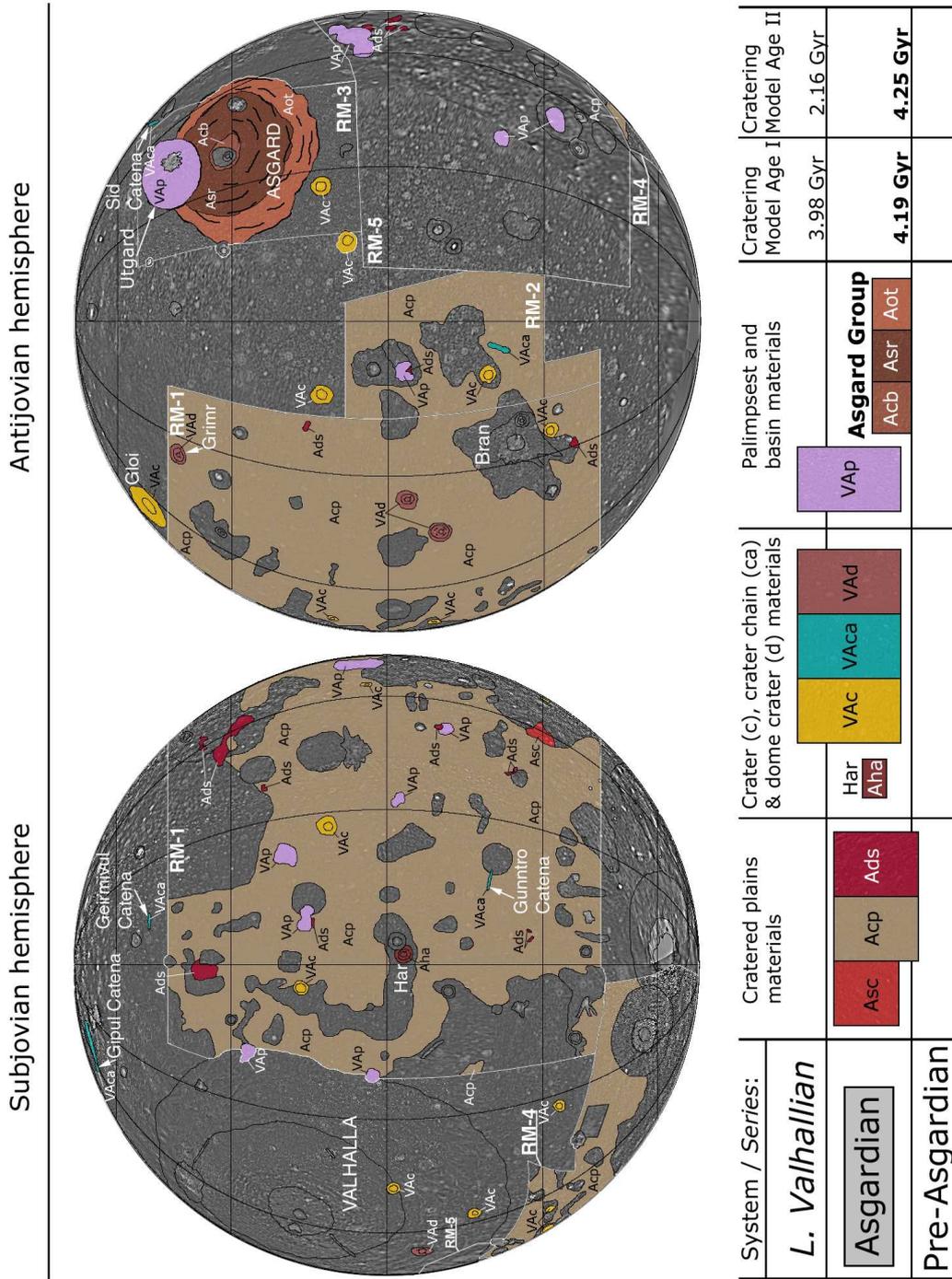


Abbildung 9.5.: Paläogeologische Karte des Asgardischen Systems (Jupiter zu- und abgewandte Seite).

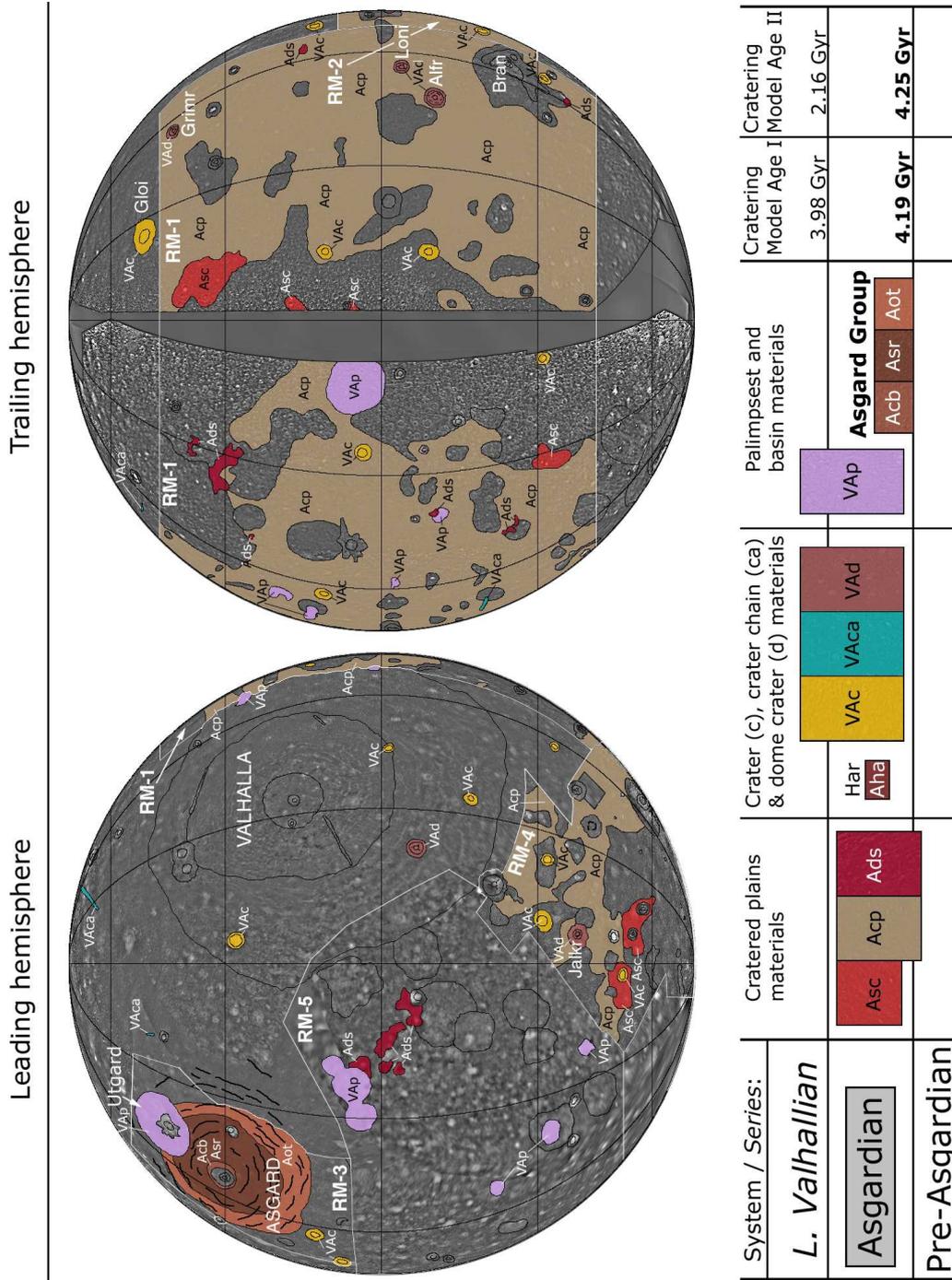


Abbildung 9.6.: Paläogeologische Karte des Asgardischen Systems (Bug- und Heckseite).

bis herab zu einem Durchmesser von  $\approx 800$  m zu bestimmen (SSI-Zielgebiet C3CSCATENA01, Bild 8.53 (a), Abschnitt 8.6.3). Um ein solches generelles "Wandern" des Grenzdurchmessers mit der Zeit genau mitzuverfolgen, wäre eine umfassende globale Abdeckung mit Bilddaten wenigstens um 100 m/pxl nötig.

### 9.3.2.3. Ringstrukturen, Palimpseste und Impaktkrater

Charakteristisch für die Kraterebenen des prä-Asgardischen Systems sind stark abgetragene Multiringstrukturen und Palimpseste. Ringstrukturen sind in den paläogeologischen Karten in Abb. 9.3 und 9.4 mit Liniensymbolen eingezeichnet. Mutmaßliche Palimpseste aus dieser frühen Zeit wurden als Einheit **ApAp - palimpsest materials, heavily degraded** kartiert. Diese Einschlagsstrukturen sind ein Hinweis auf eine in der Frühzeit höchstwahrscheinlich höhere Einschlagsrate, vergleichbar dem heftigen Bombardement vor etwa 3.7 -3.8 Ga auf den terrestrischen Planeten (*Neukum, 1997; Neukum et al., 1998*). Schwieriger zu erklären sind diese Beckenstrukturen in einem konstanten Einschlagsszenario, da sie sich mehr oder weniger gleich über die gesamte geologische Geschichte verteilt haben müssten. Der hohe Abtragungszustand deutet aber bei den meisten dieser Strukturen auf eine Entstehung wahrscheinlich vor dem Asgard-Becken, mindestens aber auf ein prä-Valhallisches Alter.

Asgard stellt ein stratigraphisch jüngeres und besser erhaltenes Becken dar. Nach *Model I* fand der Asgard-Event vor **4.19 Ga**, nach *Model IIa/b* vor mindestens bereits **4.3 Ga** statt. In den Abbildungen 9.5 und 9.6 sind die in Abschnitt 8.5.2 beschriebenen geologischen Einheiten der *Asgard Group* zusammengefasst als **Acb - central bright plains material, Asr - sinuous and arcuate ridge zone**, und **Aot - outer trough zone**<sup>84</sup>. Ob es noch eindeutig weitere Asgardische Multiringstrukturen neben dem Asgard überlagernden, ca. 600 km großen Utgard-Becken gibt, ist nicht genau zu klären. Für das Adlinda-Becken, von *Greeley et al. (2000b)* als stratigraphisch sehr alt eingestuft, könnten einige in Abschnitt 8.6.6 erläuterte Anzeichen auf ein solches jüngeres Alter schließen lassen. In den Abbildungen 9.3 und 9.4 wurde Adlinda allerdings den prä-Asgardischen Ringbecken zugeordnet. Um Becken wie Adlinda genau zu datieren, müsste die Auflösung so hoch sein, um entweder noch die hellen Zentren zu erkennen (die im Fall Adlinda's noch vorhanden sein könnten), oder um Krater auf dem Boden der Grabenstrukturen mit Durchmessern von mehr als 4 - 5 km noch erkennen zu können - bei Durchmessern darunter würde bereits die beginnende, durch Erosion bedingte Verflachung der Verteilung das Alter nicht mehr exakt bestimmen lassen.

Der vermutlich höhere Wärmefluss, zusätzlich begünstigt durch eine verglichen mit späterer Zeit höhere Einschlagsrate hatte die Bildung einer Vielzahl von Ringen bei den einzelnen Multiringbecken und die Entstehung von Palimpsesten zur Folge. Nur in Ausnahmefällen lässt sich aus Breite und Abstand von Grabenstrukturen in solchen alten Becken nach *McKinnon und Melosh (1980)* eine Lithosphärendicke von etwa 10 km ermitteln. Für eine genaue Statistik von Breite und Abstand gegenüber Alter reicht die derzeitige Datenbasis nicht aus. Die Lithosphärenmächtigkeit, die aus Breite und Abstand der Grabenstrukturen in Asgard folgt, beträgt etwa 15 - 20 km.

---

<sup>84</sup>Für die Darstellung in Abb. 9.5 und 9.6 wurde die Grobeinteilung nach *Homan et al. (1998)* verwendet.

Die Entstehung von Palimpsesten war weitgehend auf die beiden ältesten Perioden beschränkt. Die meisten von ihnen sind mangels Bildauflösung nicht datierbar. Das ca. 600 km große Becken Utgard hat zumindest Asgard als Basis, ebenso wie einige weitere, kleinere Strukturen mit 100 - 150 km Durchmesser (SSI-Zielgebiete C9CSVALHAL01, 10CSDRKFLO01 und 02). Diese etwas weniger abgetragenen und somit zum Großteil jüngeren Formen wurden als Einheit **VAp - palimpsest material, partly degraded** mit der Basis Asgard oder auch Valhalla unterschieden (Abb. 9.5 und 9.6). Für das Palimpsest Kol Facula (gelegen bei 5.2° N, 282.4° W) konnte als einziger derartiger Form durch Kratermessungen ein ähnliches Alter wie für Valhalla bestimmt werden.

Die paläogeologischen Karten 9.3 und 9.4 enthalten einige der größeren Krater und Dom-Krater der Erosionsklassen  $c_1$  und  $d_1$ . Sie wurden den chronostratigraphischen Einheiten **ApAc** und **ApAd (regular crater und dome crater materials, heavily degraded)** zugeordnet. Eine genaue Einordnung in das eine oder andere System aufgrund des Erosionszustands allein ist nicht möglich. Ebenso scheiden Kratermessungen in hoher Auflösung aus, da die Ejekta und das Innere weitgehend durch dunkles Material aufgefüllt sind, dessen Alter eher post-Valhallisch/Burrianisch ist.

Die Krater und Domkrater der Erosionsklasse  $c_2$  und  $d_2$  bzw. der Einheiten **VAc** und **VAd** in Abb. 9.5 und 9.6 sind weniger stark abgetragen (**regular crater und dome crater materials, partly degraded**) und haben mindestens Asgard, evtl. auch das jüngere Valhalla-Becken als Basis. Möglicherweise sind auch einige der Kraterketten nach dem Asgard-, aber noch vor dem Valhalla-Becken entstanden, andere dagegen klar nach Valhalla (Einheit **VAc: crater chain materials, partly degraded**). Mit Har (**Ad**) konnte ein einziger Dom-Krater in hoher Auflösung (SSI-Zielgebiet C9CSHAR01) als Asgardisch datiert werden.

#### 9.3.2.4. Mögliche Anzeichen für Kryovulkanismus

Das Auftreten von Kryovulkanismus in den beiden ältesten Perioden ist nicht gesichert. Hinweise finden sich in dunklen, glatten Flecken mit wenigen Zehner- bis Hunderterkilometern Ausdehnung, die Krater der Einheiten **ApAc** oder **VAc** teilweise bedecken oder "umfließen" und daher zumindest dem Asgardischen System zugeordnet werden können. Kryovulkanismus als Entstehungsursache konnte für eine derartige Lokalität, die so genannten *dark flows*, nach Befund in hoher Auflösung des SSI-Zielgebiets 20CSDRKFLO01/02 allerdings ausgeschlossen werden (sie ist deshalb auch in den beiden Karten 9.5 und 9.6 nicht enthalten). Für die übrigen als **Ads - dark, smooth material** kartierten Einheiten gilt vorerst die noch als richtig zu beweisende Interpretationsmöglichkeit einer kryovulkanischen Entstehungsursache.

Hellere, glattere Einheiten, für die in einem Fall ein Asgardisches Überprägungsalter nachgewiesen werden konnte (vergl. *Wagner et al.*, 1998a), wurden ebenfalls als *volcanic flows* angesehen (*Stooke*, 1989; *Wagner et al.*, 1989). Dieses Gebiet nimmt mit mehreren hundert Kilometern Ausdehnung eine relativ große Fläche ein. Andere vergleichbare Gebiete dieser Einheit **Asc - smooth, sparsely crater material** konnten an anderen Stellen sowohl in Voyager- wie Galileo-Daten identifiziert werden. Ein schlüssiger Beweis für eine eindeutig kryovulkanische Entstehung steht aber ebenso aus wie für die dunklen Flecken.

### 9.3.2.5. Tektonische Formen: Lineamente und Bruchstrukturen

Obwohl sich die Callisto-Oberfläche verglichen mit der von Ganymed nicht durch tektonischen Formenreichtum auszeichnet, ist der Satellit dennoch nicht frei von Tektonik (*Wagner und Neukum*, 1991, 1994b; *Schenk*, 1995). Das in niedriger aufgelösten Voyager-Daten erkennbare Lineament- und Bruchmuster konnte in den SSI-Daten bestätigt werden (*Wagner et al.*, 2001). Die beiden orthogonalen Hauptrichtungen von ENE-WSW bis NE-SW und NNW-SSE bis NW-SE könnten ein sehr altes, wahrscheinlich durch die zahlreichen Impakte immer wieder reaktiviertes, durch frühe Gezeitenabbremmung und Einstellung der gebundenen Rotation verursachtes Bruchmuster reflektieren (vergl. z. B. *Pechmann und Melosh*, 1979). Entlang dieser Hauptrichtungen konnten bevorzugt Erosions- und Degradationsprozesse wirken, an denen die topographisch hoch gelegenen Regionen wie Kraterränder im Lauf der Zeit in einzelne Massive zerfielen.

Das auf Callisto nachgewiesene Lineamentmuster weicht jedoch von den charakteristischen, bei Gezeitenabbremmung entstehenden Richtungen, z. B. NW-SE und NE-SW am Äquator und in den mittleren Breiten (ebd.) ab. Eine spätere Verstellung der Rotationsachse von Callisto um  $\approx 15^\circ$  durch einen großen Einschlag, der gegen Ende des LHB stattfand (z. B. durch Valhalla), könnte für diese Drehung der Richtungen verantwortlich gewesen sein. Für Ganymed wird dies in Zusammenhang mit dem Gilgamesh-Becken angenommen (*Murchie und Head*, 1986). Große Einschläge, die in der Frühzeit der Entwicklung beider Satelliten stattfanden, hatten vermutlich mehrfach die Tendenz zur Folge, die Rotationsachse zu verstellen, allerdings könnten nachfolgende, Becken bildende größere Einschläge dies immer wieder zurückgestellt haben. Erst der letzte Großeinschlag hat jeweils auf beiden Satelliten zu einer endgültigen Verstellung ihrer Achsen geführt.

Das in den Galileo-Magnetometerdaten bestimmte induzierte Magnetfeld von Callisto deutet auf einen rezent noch vorhandenen Ozean im Innern (*Khurana et al.*, 1998; *Kivelson et al.*, 1999; *Zimmer et al.*, 2000). Dieser Ozean weist mindestens einige Kilometer Dicke auf, liegt aber wahrscheinlich in einer Tiefe von 100 - 200 km unter der Oberfläche. Wann dieser Ozean entstand, und ob er sich immer in dieser Tiefe befand, ist nicht genau klar. Dass der Ozean bereits vorhanden war, als das Valhalla-Becken entstand, glaubte man aus dem Nichtvorhandensein eines so genannten *weird terrain* in der Valhalla antipodalen Region ableiten zu können (*Watts et al.*, 1989; *Moore et al.*, 2004). Nach neueren Erkenntnissen von *McKinnon* (2005) hätte die Entstehung eines solchen Ozeans eine Radiusvergrößerung von  $\approx 2.5\%$ , damit verbunden Dehnungstektonik auf der Oberfläche zur Folge gehabt. Tektonische Hinweise auf eine solche Dehnung (wie bei Ganymed) sind aber nicht vorhanden - oder sie fand so früh in der Geschichte statt, dass alle Spuren dafür verwischt sind.

### 9.3.3. Valhallische Periode

#### 9.3.3.1. Frühe Valhallische Epoche: Entstehung des Valhalla-Beckens

Durch den Einschlag eines etwa 60 bis 70 km großen Asteroiden, alternativ eines  $\approx 100$  km großen Kometen oder Kuiper-Gürtelobjekts (vergl. Zahnle *et al.*, 1998) entstand auf der Callisto-Bugseite mit Valhalla das größte gut erhaltene Becken auf seiner Oberfläche. Die mindestens 20 "Ringe" des Beckens dehnen sich bis zu einer Entfernung von bis zu 4000 km vom Einschlagszentrum aus (Passey und Shoemaker, 1982; Schenk, 1995). Dieser Großeinschlag hat nach *Model I* vor **3.98 Ga** stattgefunden, nach *Model IIa/b* vor **2 - 3 Ga**.

Das Valhalla-Becken kann in eine Reihe geologischer und struktureller Einheiten untergliedert werden, die sich von innen nach außen drei Zonen zuordnen lassen (Schenk, 1995; Schenk *et al.*, 2004) und lithostratigraphisch zur *Valhalla Group* zusammenzufassen sind. Im Zentrum befinden sich, einem Palimpsest ähnlich, helle Ebenen (*Vcb - material of central bright plains*) mit einem Durchmesser von 600 - 700 km. Nach außen schließt sich eine etwa 350 km breite Zone überwiegend mit Bergrücken, aber auch Grabenstrukturen an (*Vir - inner ridge and trough zone*) an. Aus dem Vorhandensein von möglicherweise zu Valhalla gehörenden Sekundärkratern außerhalb dieser Zone (bei mehr als 1800 - 1900 km Durchmesser) vermuteten Schenk (1995) und Moore *et al.* (2004) den nominellen Kraterdurchmesser Valhalla's bei etwa 990 km. Noch weiter nach außen bis zu einem Durchmesser von 3800 - 4000 km folgt eine Zone, in der nur noch Grabenstrukturen vorkommen (*Vog - outer graben zone*). Die Abbildungen 9.7 und 9.8 zeigen die charakteristischen geologischen Einheiten der unteren Valhallischen Serie..

Die Vielzahl der Ringe stützt die Ringtektonik-Theorie zur Entstehung des Beckens (McKinnon und Melosh, 1980). Die eishaltige Lithosphäre hatte zur Zeit des Einschlags eine Mächtigkeit in der Größenordnung von 15 - 20 km, wie sich aus der durchschnittlichen Breite der Grabenstrukturen (unter der Annahme von etwa 60° Einfallswinkel der Abschiebungsbahn) folgern lässt. Dies ist annähernd der gleiche Wert wie für Asgard. Damit liegt die Grenze zwischen sprödem und duktilem Material in der Kruste (bzw. in der Terminologie von McKinnon und Melosh (1980) zwischen Lithos- und Asthenosphäre) zur Entstehungszeit von Valhalla in annähernd der gleichen Tiefe.

Die Grabenstrukturen entstanden durch radiale Zugspannungen, als das viskose Material der Asthenosphäre nach dem Einschlag unter dem Einfluss der Gravitation nach innen floss. Durch diese Materialverlagerung nach innen kam es ferner zu einengenden Kräften (*compressive "hoop" stresses*), die sich in radialen Strukturen ausdrückten (Melosh, 1982). Die Entstehung zu den einzelnen Grabenrändern paralleler Strukturen, die sich aufgrund ungenügender Abdeckung mit stereotauglichen Bilddaten oder Daten hoher Auflösung nicht genau untersuchen lassen, deutet auf eine Schichtung der obersten, spröden Eiskruste in wenigstens zwei rheologisch unterschiedlich reagierende Materialien. Dieser Unterschied in der obersten Kruste hatte zur Folge, dass sich zusätzlich zu den Grabenstrukturen die an einigen Stellen zu beobachtenden linearen Bergrücken innerhalb und zwischen den Gräben bildeten.

Das Fehlen des so genannten "*weird terrain*" in der Valhalla antipodalen Region sehen Moore



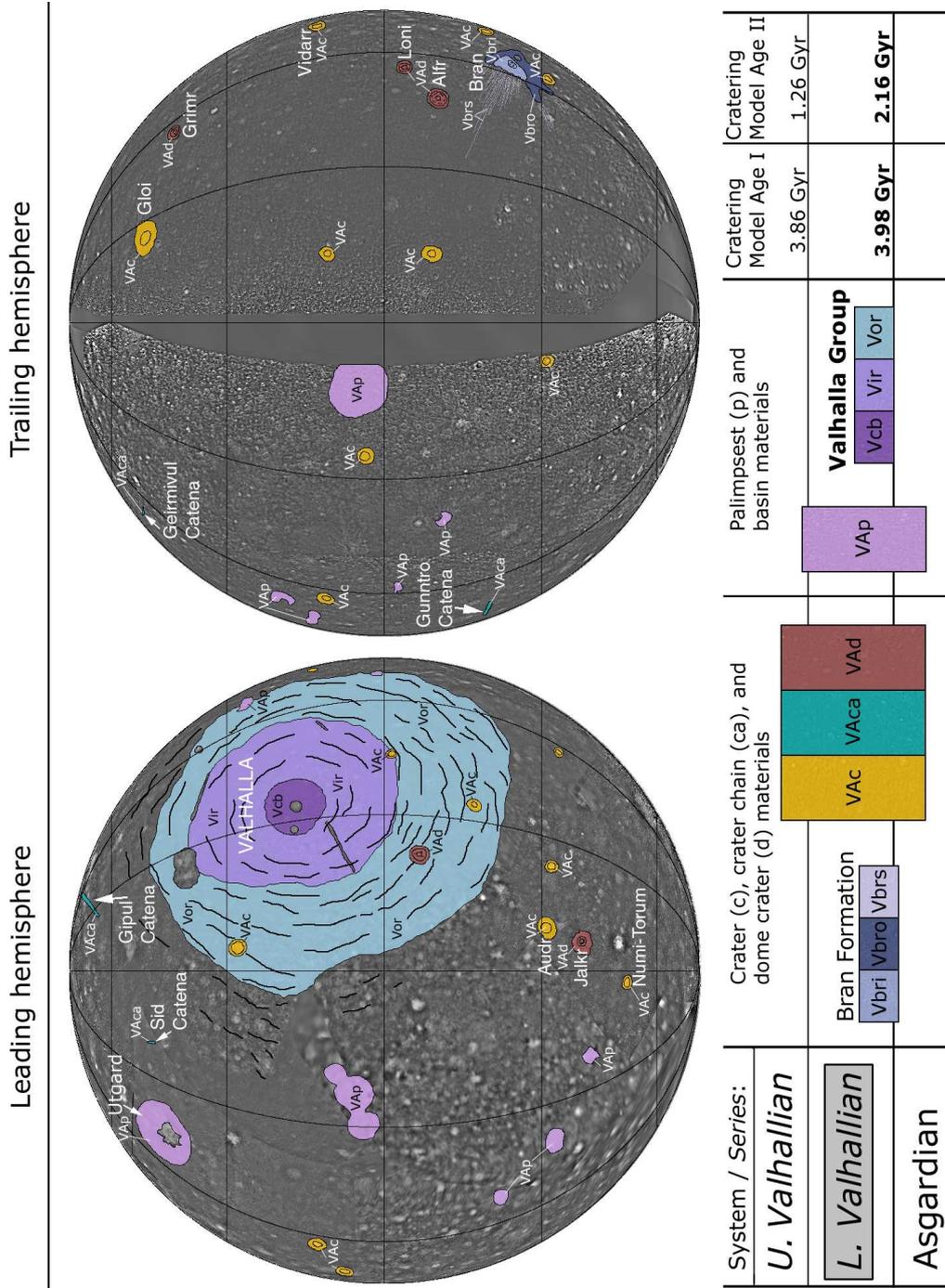


Abbildung 9.8.: Paläogeologische Karte der Unteren Valhallschen Serie (Bug- und Heckseite).

*et al.* (2004) als Hinweis, dass im Inneren von Callisto ein flüssiger Wassermantel existiert, bzw. zur Zeit der Entstehung des Valhalla-Beckens bereits existiert hat.

### 9.3.3.2. Späte Valhallische Epoche: Entstehung des Lofn-Beckens

Die Jüngere Valhallische Epoche beginnt mit der Entstehung des Lofn-Beckens. Im asteroidalen Einschlagsszenario (*Model I*) fand dieser Einschlag vor **3.86 Ga** statt. Lofn ist stratigraphisch das jüngste auf Callisto nachweisbare Becken und repräsentiert hier, analog zum lunaren Orientale-Becken, ziemlich exakt den *marker horizon* (*Wetherill*, 1981). Im kometaeren Einschlagsszenario (*Model IIa/b*) entstand Lofn dagegen vor erst etwa **1 - 2 Ga**. Der zeitliche Abstand zwischen den beiden Impact-Events Valhalla und Lofn beträgt hier etwa 1 Milliarde Jahre. Berücksichtigt man den in diesem Modell diskutierten Unterschied in der Kraterate zwischen Apex und Antapex, wären Valhalla und Lofn aufgrund ihrer jeweiligen geographischen Position mit jeweils  $\approx 2$  Ga sogar gleich alt, wie *Zahnle et al.* (1998, 2003) schlussfolgern. Wie weiter oben in Abschnitt 9.1 erläutert, sind solche Apex-Antapex-Unterschiede in der Kraterate jedoch auszuschließen.

Die Abbildungen 9.9 und 9.10 zeigen die Verbreitung der geologischen Einheiten der Oberen Valhallischen Serie. Die in Abschnitt 8.3.2 detaillierter beschriebenen Einheiten der *Lofn Group* sind in den Karten grob unterteilt in das Material der zentralen Ebenen (*Vlop*), den stark zergliederten Rand des Kraters (*Greeley et al.*, 2000b, 2001) oder der Zentralmulde (*Schenk und Moore*, 1999) (*Vlor*), und in eine äußere Einheit *Vloe*, die neben den räumlich geringer verbreiteten Einheiten (*Vlob*, *Vlod*) die kontinuierlichen Ejekta (*Vloc*, *Vlom*) umfasst. Die diskontinuierlichen Ejekta bzw. Strahlen (*Vlos*) sind durch Strichsignatur angegeben.

Das zweite Becken in der Südpolregion der Jupiter zugewandten Hemisphäre, Heimdall, ist morphologisch Lofn ähnlich mit einem hellen Zentrum, dem einige  $c_3$ -Krater (*BVc*) überlagert sind, und einem hellen Strahlensystem, das sich über mehr als 1000 km erstreckt. Stratigraphisch ist Heimdall älter als Lofn, da es von dessen Ejekta teilweise überdeckt wird. In den paläogeologischen Karten (Abb. 9.9, 9.10) ist die *Heimdall Group* lediglich in die beiden Einheiten *Vhdp* (helle, zentrale Ebenen) und in die kontinuierlichen Ejekta (*Vhdc*) analog zu Bild 8.13 unterteilt. Sekundärkrater und helle Strahlen (*Vhds*) sind durch Strichsignatur angegeben.

Die große Ähnlichkeit zwischen Heimdall und Lofn und ihre räumliche Nähe lassen den Schluss zu, beide Becken könnten durch die zeitlich einige Stunden hintereinander erfolgten Einschläge eines großen, in zwei Teile zerbrochenen Projektils sein. Auf der Basis höher aufgelöster Bilddaten beider Becken ließe sich dies nachprüfen, falls Heimdall ähnlich asymmetrisch geformt ist wie Lofn (vergl. *Greeley et al.*, 2001) und das Heimdall-Projektil aus der gleichen Richtung und mit annähernd dem gleichen Winkel auftraf wie das Lofn-Projektil. Ein weiteres Indiz wären gleiche Kraterhäufigkeiten.

Dass es bei Heimdall und Lofn nicht zur Bildung ausgeprägter Multiringstrukturen wie bei Valhalla gekommen ist, hat zwei mögliche Gründe: Im Zeitraum zwischen Valhalla- und Lofn-Event hat sich die Kruste weiter verfestigt (*Schenk und Moore*, 1999). Die Grenze zwischen

sprödem und plastischem bzw. eventuell auch flüssigem Material lag zur Zeit des Valhalla-Impakts in 15 - 20 km Tiefe. Unter der Annahme eines Kraterdurchmessers für Lofn von ca. 330 km, wie von *Schenk und Moore* (1999) gefordert, wäre das Projektil in eine Tiefe von  $\approx 32$  km vorgedrungen. Die Kruste müsste demnach in nur 120 Millionen Jahren (*Model I*) bzw. in 1 - 2 Ga (*Model IIa/b*), die zwischen den beiden Events vergangen sind, bis in diese Tiefe konsolidiert gewesen sein. Das exponentielle Abfallen der Einschlagsrate im asteroidalen Einschlagsszenario nach Valhalla und damit ein Nachlassen der durch Impakte verursachten Krustenaufheizung könnte diese Konsolidierung innerhalb weniger Zehnermillionen Jahre beschleunigt haben.

Alternativ ist der morphologische Unterschied zwischen dem Multiringbecken Valhalla und Lofn ohne auffallende Ringstrukturen einfach mit dem Unterschied zwischen den Einschlagsenergien zu begründen. Bei Valhalla drang ein massives Projektil vermutlich bis in eine Tiefe von  $\sim 110$  km mit zum Großteil noch flüssigem oder wenigstens plastischem Material vor, beinahe die vierfache Tiefe des Lofn-Impakts (*Schenk und Moore*, 1999). Ist der Lofn-Kraterdurchmesser deutlich kleiner (ca. 120 km), wie von *Greeley et al.* (2001) gefordert, wäre das Lofn-Projektil in noch geringere Tiefen von etwa 10 km vorgedrungen und hätte den spröden Teil in keinem Fall durchschlagen.

### 9.3.3.3. Impaktkrater und Erosionsraten der Valhallischen Periode

Wie weiter oben in Abschnitt 9.3.2 diskutiert, ist die Basis der Krater und Dom-Krater des Typs  $c_2$  und  $d_2$  nicht exakt zu bestimmen. Sie können lediglich mit einer gewissen Altersunsicherheit auf Valhalla und höchstens Asgard bezogen und damit den Einheiten  $VAc$  und  $VAd$  zugeordnet werden. Lediglich durch Einzeldatierungen mit Kraterhäufigkeiten auf Böden und Ejekta ist eine eindeutige zeitstratigraphische Zuordnung möglich. Dies gelang jedoch nur in einigen wenigen Fällen. Der reguläre Krater Tindr und der Dom-Krater Doh ließen sich damit in die obere Valhallische Serie stellen, mit jeweils dem gleichen Modellalter von 3.86 Ga (*Model I*) bzw. von 1.25 Ga (*Model IIa*) (*Wagner et al.*, 2002) (*Tindr (Vti)* und *Doh Formation (Vdo)* in Abb. 9.9 und 9.10). Der flache, einem Palimpsest ähnliche Strahlenkrater Bran (170 km Durchmesser; vergl. Bild 5.3, Abschnitt 5.4.2) ist mit etwa 4 Ga (*Model I*) im Alter vergleichbar mit Valhalla (*Wagner et al.*, 2000) und kann damit innerhalb des Fehlers in die untere Valhallische Serie gestellt werden. In den beiden Abbildungen 9.7 und 9.8 ist die *Bran Formation* in eine innere ( $Vbri$ ) und äußere Fazies ( $Vbro$ ) und in das Material der Strahlen ( $Vbrs$ ) unterteilt.

Datierungen weiterer Krater wie des Penepalimpsests Jalkr aus der oberen Valhallischen Serie (gezeigt in Bild 8.51 in Abschnitt 8.6.1) erfolgten in der Regel auf niedriger aufgelöstem Bildmaterial (z.B. G8CSVGRGAP01 mit 980 m/pxl) und sind statistisch wenig gesichert. Dies gilt auch für das jüngste auf Callisto noch nachgewiesene Palimpsest Kol Facula, das durch Kratermessungen auf den mit nur 4.3 km/pxl aufgelösten Daten des Zielgebiets G2CSVGRGAP01 mit 4.02 Ga (*Model I*) innerhalb des Messfehlers an der Grenze Asgardisches System / untere Valhallische Serie liegt. Es wurde wegen der statistisch wenig gesicherten Messung der Einheit  $VAp$  zugeteilt.

Trotz der geringen Zahl datierbarer Dom-Krater und Palimpseste deutet sich an, dass diese Impaktstrukturen zum überwiegenden Teil in der Zeit vor ca. 3.8 Ga (*Model I*) entstanden.





Dies gilt sowohl für die Callisto- wie die Ganymed-Oberfläche. Der Ganymed-Krater Melkart mit Zentralmulde und Dom in der Mulde wurde mit 3.78 Ga datiert (*Model I*). Das nebeneinander von Dom-Kratern und älteren regulären Kratern lässt sich durch eine Verfestigung der Kruste mit der Zeit allein nicht erklären. Beide Klassen dieser Krater nebeneinander zeigen eher, dass sprödes und plastisches Material lateral geschichtet war (vergl. *Greeley et al.*, 2000b).

In einigen Kratern kam es zu Hangrutschungen, verursacht möglicherweise durch seismische Energie, induziert durch nahe Impakte, wodurch sich charakteristische, lobenförmige Ablagerungen (*pancakes*) bildeten (*Chuang und Greeley*, 2000). Die meisten dieser Ablagerungen enthalten nur wenige oder gar keine Krater. Sie sind daher stratigraphisch eher als jung (wenigstens als post-Valhallisch) einzustufen. Die gelegentliche Entstehung solcher Ablagerungen könnte noch bis in die Jetztzeit andauern - bei allerdings sehr selten stattfindenden größeren Impakten.

Die Kraterverteilung auf Boden und Ejekta des in *Model I* 3.86 Ga alten Dom-Kraters Doh ist verglichen mit Verteilungen in den Kraterebenen im selben Durchmesserbereich (ca. 400 m bis 1.5 km) steil und entspricht einer ungestörten Produktionsverteilung (vergl. Bild 8.39 (b), Abschnitt 8.5.3). Erosionsprozesse haben (a) in diesem Krater seit seiner Entstehung nicht mehr in dem Maße stattgefunden wie in den älteren Kraterebenen oder haben sich (b) lediglich auf kleinere Krater ausgewirkt, die aber in dieser Bildauflösung nicht mehr zu detektieren sind. Da der Dom-Krater aufgrund seiner hohen Albedo vermutlich aus relativ reinem Wassereis besteht, könnten hier Erosionsprozesse aber auch weit weniger zum Tragen gekommen sein als im Eis-Nichteis-Gemisch der Kraterebenen. Die steile Verteilung in Doh könnte somit (c) lediglich ein lokaler Effekt sein, der durch Materialunterschiede bedingt ist.

### 9.3.4. Burrianische Periode

#### 9.3.4.1. Frische Impaktkrater mit Strahlensystemen

Die jüngste Periode in der geologischen Geschichte von Callisto ist gekennzeichnet (1) durch Impakte und (2) eine sehr langsam verlaufende Erosion. Jüngste Oberflächenformen sind Krater mit frischen Rändern und Ejektadecken, teilweise in Form auffallend heller, weit ausgedehnter Strahlensysteme, jedoch nicht so ausgeprägt wie auf dem Nachbarmond Ganymed. Die geologischen Einheiten dieses obersten Systems zeigen die Abbildungen 9.11 und 9.12.

Der Basishorizont dieses jüngsten Systems lässt sich nicht genau festlegen. Strahlen, allerdings bereits stärker abgetragen und deshalb deutlich schwächer, sind auch von Bran, der dem Valhallischen System angehört, bekannt, ebenso auch von den beiden Valhallischen Becken Heimdall und Lofn. Auf globalen Aufnahmen erscheinen zahlreiche kleinere Krater mit hellen Rändern und wenig ausgedehnten Ejekta, die diesem jüngsten System, zumindest aber Valhalla als unterer Grenze (Einheit *BVc*) zuzuordnen sind.

Nicht sicher ist auch, wann exakt diese jüngste Periode begann. Eine Altersabschätzung der Typlokalität Burr mit etwa **3.5 Ga** (*Model I*) liegt wegen der niedrigen verfügbaren Bildauflösung vermutlich zu hoch. Plausibel erscheint aber, dass die untere zeitliche Grenze höchstens bei 3 Ga liegt, einer Zeit seit der die Kraterate im mondähnlichen Einschlagsszenario bis heute konstant

verlief und helle Strahlensysteme weitgehend erhalten bleiben könnten. Burr selbst könnte auch wesentlich jünger sein, etwa in der Größenordnung von 1 Ga. Ein solches Alter folgt in *Model I* aus der durchschnittlichen Bildungszeit für einen Krater dieser Größe. Im kometaren Chronologiemodell überdeckt die jüngste Periode weniger als die letzte Milliarde Jahre, wobei für Burr selbst nur etwa ein Alter von 250 Ma alt folgt (*Model IIa*). Die im Fall Burr sehr frischen Strahlen könnten ein derart junges Alter implizieren. Allerdings sind auf dem Erdmond durchaus höhere Alter von Strahlenkratern (maximal 3 - 3.2 Ga bei Eratosthenischen Kratern, wenn auch bereits mit einem schwach ausgebildeten Strahlensystem) nachgewiesen (z. B. *Neukum und König, 1976*).

Vergleichende Datierungen von Strahlenkratern auf Ganymed ergaben innerhalb von *Model I* Alter zwischen einigen 100 Millionen Jahren (Achelous, Kittu) und maximal ca. 3.8 Ga (Melkart) (*Wagner et al., 1999; Stephan et al., 2003*). Auf Europa liegen die Alter der Strahlenkrater generell im Bereich von Zehnermillionen Jahren (*Neukum et al., 1999*). Hier wurden aufgrund der insgesamt niedrigen Kraterdichte und der vergleichsweise jungen Oberfläche von höchstens 1 Ga nach *Model I* (*Neukum et al., 1999*) folgerichtig nur die wenigen mehrere Zehnerkilometer großen jungen Krater von der SSI-Kamera aufgenommen. Auf Ganymed mit seiner wesentlich höheren Kraterdichte dagegen war die Auswahl eher zufällig, vorgegeben auch durch die Bahn der Galileo-Sonde. Die sicher vorhandenen Strahlenkrater mit Altern von nur einigen Zehnermillionen Jahren wurden daher auf Ganymed wie auch auf Callisto verfehlt.

Eine genaue Datierung eines Strahlenkraters auf hoch aufgelösten Daten der ISS-Kamera, des vorläufig *Iktomi* genannten Kraters auf dem zweitgrößten Saturnmond Rhea, ergab auf den vermutlichen kontinuierlichen Ejekta ein *Model-I*-Alter von 2.48 Ga (unveröffentlichte Daten). Sollte jedoch die auf dem Kraterboden und außerhalb des Randes zu beobachtende große Zahl kleiner Krater überwiegend primären Ursprungs, das entsprechende Modellalter dementsprechend hoch sein, etwa in der Größenordnung von 4 - 4.1 Ga, dann müsste daraus der Schluss gezogen werden, dass Strahlenkrater auf Eismonden möglicherweise weitaus älter sind als ursprünglich angenommen (vergl. z. B. *Passey und Shoemaker, 1982*).

Dom-Krater sind Impaktformen mit Altern von über 3.8 Ga in *Model I*. Ein einziger dieser Dom-Krater, Buri in den niederen Breiten auf der Jupiter zugewandten Hemisphäre, weist sehr helle Ejekta auf und könnte deshalb stratigraphisch noch dem jüngsten System, zumindest aber dem Valhallischen System zugeordnet werden (Einheit *BVd* in Abb. 9.11). Eine genaue Datierung scheitert an der ungenügenden Bildauflösung (siehe Abb. 8.56, Abschnitt 8.6.6). Wie weiter oben diskutiert, dürfte die Kruste gegen Ende der Valhallischen Periode so weit konsolidiert gewesen sein, dass sich Dom-Krater auch bei größeren Einschlägen und Kratern mit mehreren Zehnerkilometern Durchmesser nicht mehr bilden konnten.

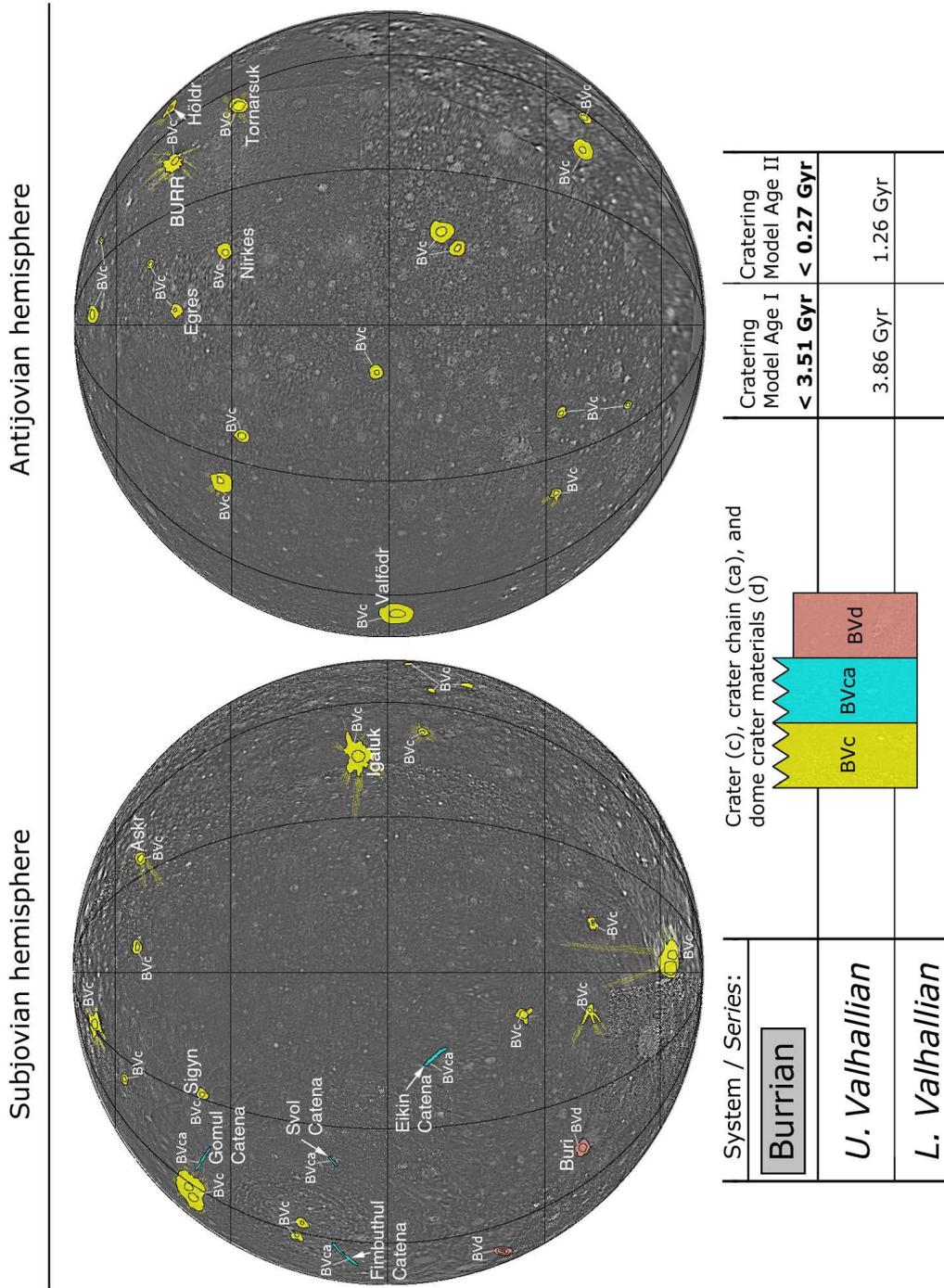


Abbildung 9.11.: Paläogeologische Karte des Burrianischen Systems (Jupiter zu- und abgewandte Seite).

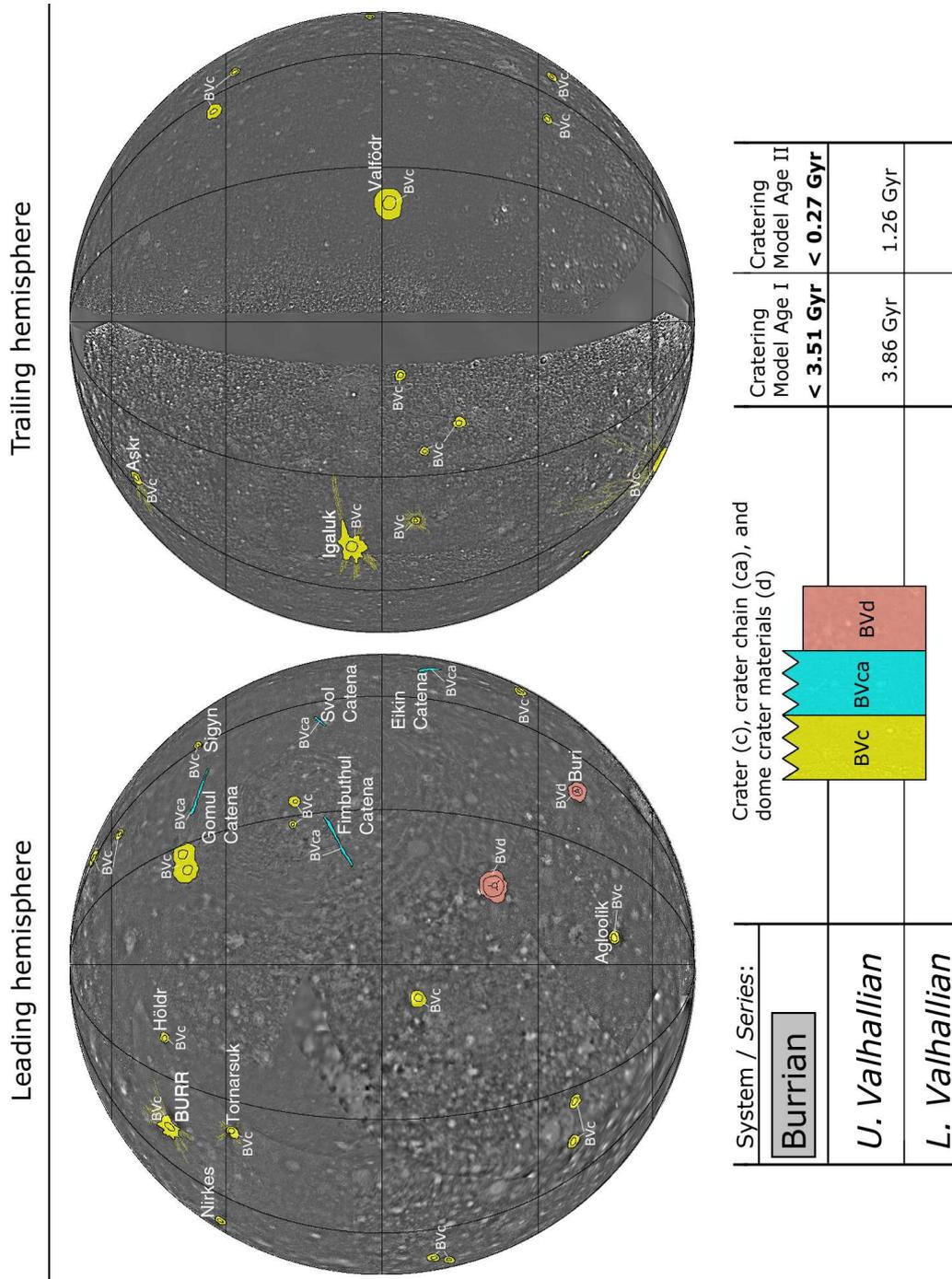


Abbildung 9.12.: Paläogeologische Karte des Burrianischen Systems (Bug- und Heckseite).

#### 9.3.4.2. Erosions-, Abtragungs- und Ablagerungsprozesse

Durch Sublimationsverwitterung, vermutlich verstärkt durch die Anwesenheit von CO<sub>2</sub> in der Kruste (Moore *et al.*, 1999), entstand ein dunkler Rückstand, der die Bereiche zwischen den größeren Kratern (d.h. in den so genannten *inter-crater plains*) und in den größeren Kratern selbst allmählich anfüllte. Dieser Prozess könnte so abgelaufen sein: Die hellen, topographisch höher gelegenen Einheiten zerfielen entlang tektonischer Schwächezonen in einzelne Kuppen oder Massive, oder Gruppen von Massiven. Die flüchtigen trennten sich von den weniger flüchtigen (dunklen) Bestandteilen, dazu kam meteoritisch eingebrachtes dunkles Material (Prockter *et al.*, 1998). Am Fuß der Massive sammelte sich mit fortschreitender Abtragung mehr und mehr dunkles Material an, woraus schließlich eine zusammenhängende "Decke" hervorging, aus denen nur noch die übrig gebliebenen Massive herausragten. Dieser dunkle Rückstand entstand damit weitgehend *in situ*. Ein Transportprozess wie elektrostatische Levitation (vergl. Klemaszewski *et al.*, 1998b) ist zwar nicht auszuschließen, aber für die Entstehung der dunklen *inter-crater plains* nicht erforderlich.

Kratermessungen auf den hoch aufgelösten Daten auf dieser Einheit zeigten, dass sich hier bei den kleinen Kratern unterhalb von ca. 300 m wieder steile Verteilungen herausbildeten, die nicht durch Einwirkung von Erosion gekennzeichnet sind. Die Modellalter auf diesen dunklen Einheiten schwanken in allen bei Auflösungen unter 100 m/pxl gemessenen Gebieten, unabhängig von der geologischen Einheit des Kontexts, um 3.4 bis 3.6 Ga in *Model I*. Seit dieser Zeit ist die Erosion weitgehend zum Stillstand gekommen oder verlief bis heute sehr langsam. Da die Einschlagsrate in dieser Zeit im mondähnlichen Einschlagsszenario von einem exponentiellen Abfall allmählich in eine konstante Rate umbog, liegt der Schluss nahe, dass die Erosionsraten an die erhöhte Impaktrate gebunden waren und mit der Impaktrate stark abgenommen haben, bis sie unter konstanter Einschlagsrate fast zum Erliegen gekommen sind. Dies wäre auch eine Erklärung für die weitgehend ähnlichen Alter in den dunklen *inter-crater plains*. Allerdings lässt sich dies erst klären, wenn weit mehr solcher Zielgebiete mit ihrem entsprechenden Kontext durch Bilddaten einer zukünftigen Mission erfasst sind. Im kometaren Einschlagsszenario mit konstanter Impaktrate wäre diese dunkle Einheit ein Produkt lediglich der letzten  $\approx 500$  Ma. Es erscheint wenig plausibel, warum sich die Erosionsraten gerade erst vor 500 Ma signifikant verlangsamt haben, um die Wiederbekraterung mit einem einer ungestörten Produktionsverteilung entsprechenden steilen Verteilungsindex seit dieser Zeit und die relativ große Zahl noch weitgehend frischer kleiner Krater in den dunklen *inter-crater plains* zu erklären. Gerade die kleinen Krater müssten wesentlich mehr unterschiedliche Erosionsgrade aufweisen, als dies aufgrund des Befundes der Fall ist.

Zu den rezent noch ablaufenden Prozessen gehört die stetige Ablagerung einer feinen, CO<sub>2</sub> führenden Schicht auf der Heckseite, eingebracht durch Staubteilchen, die im Jupiter-Magnetfeld eingefangen sind und mit diesem ko-rotieren (Grün *et al.*, 1998; Hibbitts *et al.*, 2000). Berücksichtigt man die vom Galileo-Staubdetektor gemessenen Einschlagsdichten von Staubteilchen, sind mindestens 200 Ma erforderlich, um wenigstens eine einzelne Lage von Teilchen (bei einem Durchmesser von 10 nm) auf der Oberfläche zu erzeugen (ebd.). Für die Bildung einer mehrere Mikrometer dicken Schicht ist daher ein wesentlich längerer Zeitraum ( $\gg 200$  Ma) erforderlich. Es erscheint daher unwahrscheinlich, dass die weitgehend einheitlichen Häufigkeiten in den zwei

Haupteinheiten der Kraterebenen durch eine asynchrone Rotation von Callisto bis in die jüngste Zeit in einem Einschlagsszenario mit vorwiegend heliozentrischen Projektilen zustande kam.

Unklar ist, ob die durch NIMS beobachtete sehr dünne CO<sub>2</sub>-Atmosphäre rezent entstand oder bereits seit geologischen Zeiträumen existiert. Unter dem Einfluss der UV-Strahlung durch das Jupiter-Magnetfeld beträgt die mittlere Lebensdauer einer solchen Atmosphäre nur etwa 4 Jahre (*Carlson, 1999*). Um über größere Zeiträume zu bestehen, müsste das CO<sub>2</sub> daher beständig nachgeliefert werden. Möglich ist dies durch stetige Ausgasung von CO<sub>2</sub>, das im Gesamtaufbau von Callisto wahrscheinlich seit der Akkretion vorhanden ist (*Carlson, 1999*). Da das Vorhandensein von Kohlendioxid im Aufbau der Kruste einen wesentlichen Beitrag zur Abtragung von Oberflächenformen lieferte (vergl. *Moore et al., 1999*) und die dadurch bedingten Erosionsraten wahrscheinlich an die höheren Impaktraten in den ersten 800 Ma gekoppelt waren, liegt es im Bereich des Möglichen, dass diese Atmosphäre in der Zeit des LHB wesentlich dichter war als später. Große, Becken bildende Einschläge könnten zusätzlich Material für eine wenn auch nur kurzzeitig existierende dichtere Atmosphäre bereitgestellt haben (*Basilevsky, 2002*).

Die Abbildungen 9.13 und 9.14 zeigen synoptisch alle geologischen Einheiten der paläogeologischen Karten 9.3 bis 9.12. Abbildung 9.15 enthält das chronostratigraphische Korrelationsdiagramm dieser Einheiten. Der wahrscheinliche Verlauf der Intensität der einzelnen geologischen Prozesse mit der Zeit ist abschließend in Bild 9.16 dargestellt.

#### 9.4. Ausblick: Anforderungen an eine neue Jupitermission

Nach dem erfolgreichen Abschluss der Galileo-Mission im September 2003 sind bei Callisto eine ganze Reihe von Fragen offen geblieben, die bei zukünftigen Missionen ins Jupitersystem angegangen werden sollten. Eine Nachfolgemission zu Galileo ist derzeit in weite Ferne gerückt, da der **Jupiter Icy Moon Orbiter (JIMO)** der NASA aus Budgetgründen vorerst nicht weiter geplant ist. Möglicherweise könnte aber eine ESA-Mission oder vermutlich eher eine gemeinsame NASA/ESA-Mission zu Jupiter weit nach 2010 stattfinden. Einige der nachfolgend genannten Instrumente wurden auch anlässlich des *Forum on Concepts and Approaches for Jupiter Icy Moons Orbiter* (Houston, 12. bis 14. Juni 2003) in Zusammenhang mit der ehemals geplanten JIMO-Mission diskutiert.

Aus den Erfahrungen mit der Galileo-Mission und den ersten Ergebnissen der seit Juni 2004 im Saturnsystem operierenden Cassini-Sonde sollten auf einem zukünftigen Jupiter-Orbiter folgende Instrumente verfügbar sein:

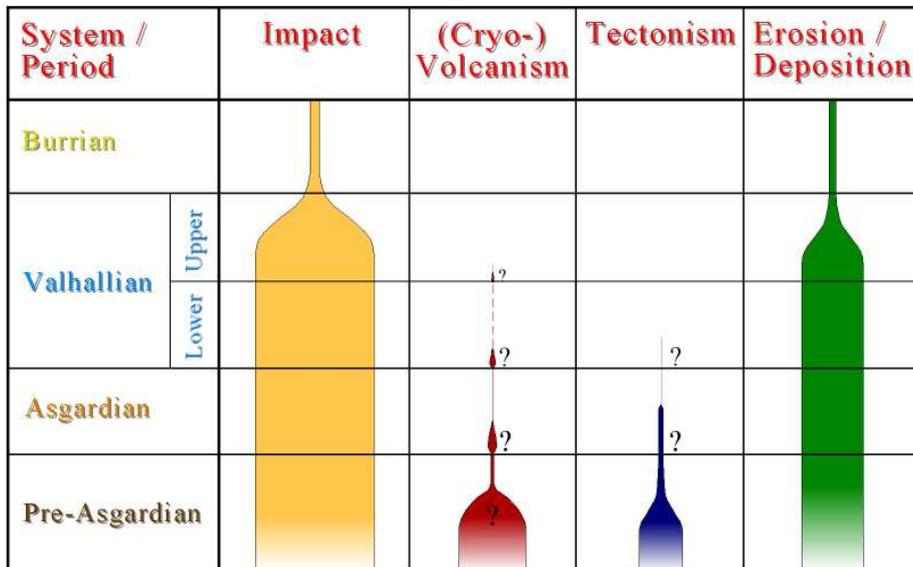
- Eine **Tele-** und eine **Weitwinkel-CCD-Kamera**, die sich etwa einen Faktor 5 - 10 in der Auflösung unterscheiden sollten. Die hoch aufgelösten Bildsequenzen der Galileo-SSI-Kamera litten unter dem Fehlen einer Weitwinkelkamera, da sie häufig nicht auf der Oberfläche lokalisiert werden konnten, somit auch kein (oder ein nur sehr niedrig aufgelöster) geologischer Kontext vorhanden war. Das Zusammenwirken zweier solcher Kameras demonstriert derzeit die ISS-Kamera an Bord der Cassini-Sonde im Saturn-System (*Porco et al., 2004*).







(a) Impact cratering chronology - Model I



(b) Impact cratering chronology - Model II

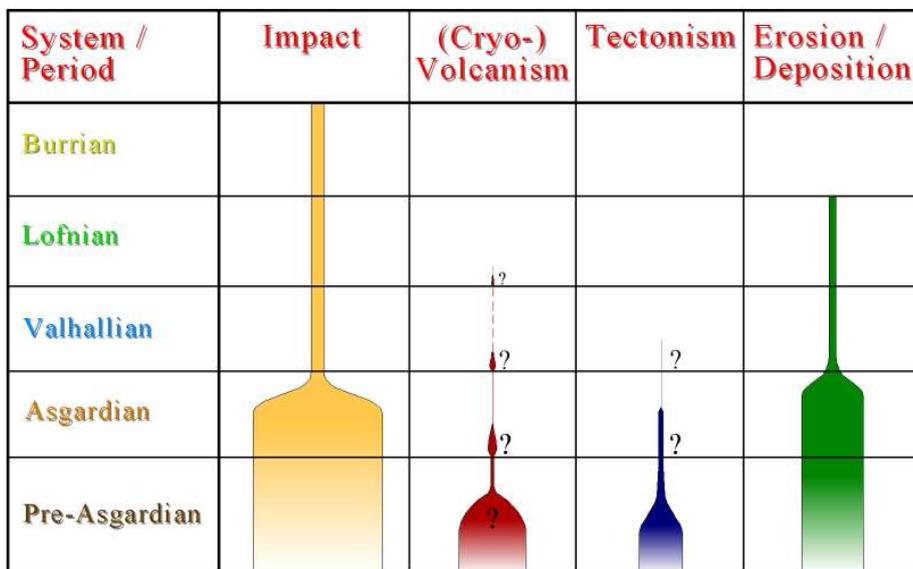


Abbildung 9.16.: Zeitlicher Verlauf der geologischen Prozesse auf Callisto. Berücksichtigt wurden nur die beiden Modellchronologien *Model I* und *Model IIa*.

- Ebenfalls ähnlich Cassini ISS sollte die Filterbestückung für diese beiden Kameras aussehen. Es sollte der Bereich vom (CCDs noch zugänglichen) UV- bis zum nahen Infrarot (bis ca.  $0.9 \mu\text{m}$ ) erfasst werden (Porco *et al.*, 2004). Für Callisto würde dies z. B. eine Kartierung der hemisphärischen Farbdifferenzen im UV ermöglichen.
- Sollte es wider Erwarten zu einer Neuauflage der JIMO-Mission seitens der NASA kommen, bei der jeder der Galileischen Eissatelliten für eine bestimmte Zeit umkreist werden würde, wäre eine Kameratechnik analog der derzeit im Orbit um Mars aktiven Scanner-Kameras HRSC auf MarsExpress (Neukum *et al.*, 2004) oder HiRise auf dem Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) (McEwen *et al.*, 2005b) geeignet. Scanner-Kameras liefern (im Fall von MarsExpress) nicht nur Einzelbilder, die wesentlich größere Bereiche der einzelnen Oberflächen, abhängig von der Höhe, in sehr hoher Auflösung erfassen, sondern stellen auch durch Einsatz zweier Stereo-Kanäle wie bei der HRSC-Kamera gleichzeitig die für jede geologische Auswertung so wichtige topographische Information bereit.
- Ein Cassini-VIMS-Instrument ähnliches Spektrometer, das neben der dem Infraroten auch den sichtbaren Bereich umfasst, sollte ebenso an Bord sein wie ein abbildendes UV-Spektrometer, analog dem Cassini-UVIS-Instrument, wie von Hendrix *et al.* (2003) (ursprünglich für die JIMO-Mission) vorgeschlagen.
- Moore *et al.* (2003) schlugen ein abbildendes Radiometer für das mittlere Infrarot (ähnlich dem Themis-Instrument auf dem Mars Odyssee Orbiter) vor, das zur Messung der thermalen Inertia des Oberflächenmaterials verwendet werden könnte. Ein weiteres Radiometer für das ferne Infrarot oder den Mikrowellenbereich könnte helfen, den rezenten Wärmefluss von Callisto zu bestimmen (ebd.).

Aus den in dieser Arbeit diskutierten Ergebnissen kristallisieren sich eine Reihe von Fragestellungen einer künftigen Jupiter-Mission heraus, die hier abschließend zusammengestellt sind:

### 1. Geologische Kartierung in regionaler Bildauflösung - Farbe und schwarzweiß:

- a) Wegen der mehrfach genannten Schwierigkeiten, geologische Grenzen in den Kraterebenen bei regionaler Bildauflösung nachzuverfolgen, ist es erforderlich, dass bei einer zukünftigen Jupitermission das gleiche Gebiet bei mindestens drei Phasenwinkeln abgedeckt wird. Die Abdeckung eines bestimmten Gebiets bei niedrigem Phasenwinkel sollte dabei zusätzlich in wenigstens vier Spektralkanälen vorgenommen werden (Kombination von Echt- und Falschfarben). Solche Beobachtungssequenzen wären allenfalls nur in einer weiteren, Galileo ähnlichen Orbiter-Mission möglich.
- b) Die Farbfilter einer Kamera auf einer neuen Jupitermission sollten wegen der auf Callisto beobachteten hemisphärischen Asymmetrie im Ultravioletten bis in kurze Wellenlängen sensitiv sein (wie die Voyager-Kameras), zumindest aber mit Daten eines UV-Spektrometers kombiniert werden können.

### 2. Physikalisch-chemische Eigenschaften des Oberflächenmaterials:

- a) Photometrische Parameter wie Porosität, Kompaktion sowie Korngrößen (letztere auch zusätzlich mit Spektrometern bestimmbar) sind erforderlich, um die Verfrachtungsprozesse des dunklen, "mobilen" Rückstandes der *inter-crater plains* zu untersuchen (entweder *in situ* oder durch z. B. elektrostatische Levitation transportiert).

Auch hierzu ist eine Abdeckung des gleichen Gebiets bei unterschiedlichen Beleuchtungswinkeln wie in 1a) notwendig, allerdings in hoher Auflösung.

- b) Erosions- und Abtragungsraten lassen sich nur über derzeit unbekannte physikalische Parameter der Oberfläche wie thermale Trägheit, Partikelgrößen, Kompaktion bzw. Porosität und den rezenten Wärmefluss ableiten. Dazu sind im Infrarotbereich sensitive Instrumente wie die von *Moore et al.* (2003) diskutierten IR-Radiometer erforderlich. Das mutmaßliche Alter des dunklen Rückstandes könnte so zusätzlich zu den Kratermodellaltern erschlossen werden.

### 3. Kratergrößen-Häufigkeitsverteilungen:

- a) Mit globalen Abdeckungen in regionaler Bildauflösung, eventuell mittels Stereodaten, soll die Verteilung großer, aber stark abgetragener und daher schwer erkennbarer Impaktstrukturen untersucht werden.
- b) Durch umfassende Abdeckung in hoher Auflösung sollen die unterschiedlichsten Impaktkraterformen datiert und zeitliche Entwicklungslinien dieser Kraterformen festgestellt werden.
- c) In räumlich sehr hoher Auflösung und in möglichst vielen Gebieten soll festgestellt werden, ob die bei kleineren Kratern im Zehnermeterbereich bestimmten Häufigkeiten und Alter der *inter-crater plains* weitgehend übereinstimmen und ein mehr oder weniger einheitliches Alter des dunklen Rückstandes implizieren.
- d) Ferner sollen Vergleiche zwischen der Form der Kraterverteilung bei kleinen Durchmessern in geologisch unterschiedlichen Gebieten durchführbar sein. Ziel ist, eventuell unterschiedliche Erosionsraten in Abhängigkeit der geologischen Einheit zu bestimmen, z. B. zwischen eisreichen hellen Kratern und den dunklen Kraterbenen im Vergleich.
- e) Bei ausreichender Flächenabdeckung mit hoch bis sehr hoch aufgelösten Bilddaten und vorhandenem Weitwinkelkontext lassen sich mögliche Sekundärkrater leichter zu einem Ursprungskandidaten zurückverfolgen.
- f) In Zusammenhang mit dem vorangehenden Punkt soll mit einer möglichst umfassenden Abdeckung im regionalem Maßstab auch nachgeprüft werden, ob der KratergröÙendurchmesser, unterhalb dem sich die Wirkung von Erosionsprozessen durch Verflachung der Verteilung auswirkt, tatsächlich altersabhängig ist, wie einige Verteilungen in den prä-Asgardischen und Asgardischen Kraterbenen andeuten.

