

6 Interpretation der Ergebnisse

Die vorliegenden Reflexionsspektren von Ganymed ermöglichen die quantitative Erfassung der Variationen der spektralen Parameter der Absorptionen von Wassereis bei 1,04, 1,25, 1,5, 2, 2,4 und 3 μ m sowie der Absorption von CO₂ bei 4,25 μ m. Mit Ausnahme der Absorption bei 2 μ m wurden weder Veränderungen in der Wellenlängenposition, in der Breite noch in den Symmetrieeigenschaften der verschiedenen Absorptionen gemessen. Die Analysen der Absorptionen ergaben vor allem Variationen in deren Intensität bzw. der Absorptionstiefe. Diese variiert in unterschiedlichem Maße für alle Absorptionen und ist ein Indikator für die Veränderungen des relativen Anteils von Wassereis und des Gesteinsmaterials, dem Gehalt an CO₂ sowie der Partikelgröße von Wassereis. Die folgende Darstellung der Ergebnisse umfasst daher im Wesentlichen die Analyse der räumlichen Variationen der gemessenen Absorptionstiefen über die Oberfläche von Ganymed.

Die spektralen Variationen stehen in engem Zusammenhang mit den in Kapitel 2 vorgestellten geologischen Einheiten der Ganymedoberfläche und deren Bildungsprozessen. Zusätzlich wurden Variationen in den Reflexionseigenschaften der Ganymedoberfläche identifiziert, welche unabhängig von den geologischen Einheiten auftreten. Sie weisen auf Wechselwirkungen des Oberflächenmaterials mit dem interplanetaren Raum hin, welche die Ganymedoberfläche in unterschiedlichem Maße prägen.

Die Darstellung der Ergebnisse gliedert sich in einen globalen, einen regionalen und einen lokalen Teil. Der globale Teil dient der Charakterisierung großräumiger Zusammenhänge zwischen den spektralen Variationen und den wesentlichen geologischen Einheiten der Ganymedoberfläche, welche den regionalen und lokalen Variationen überlagert sind. Im regionalen Teil werden die spektralen Variationen innerhalb der äquatorialen Region von Ganymed zwischen 30°N und 30°S sowie im Übergangsbereich zwischen der äquatorialen und den polaren Regionen in Abhängigkeit der geologischen Einheiten charakterisiert. Der lokale Teil umfasst letztendlich alle spektralen Variationen, die mit der Modifizierung der Ganymedoberfläche durch lokale Einschlagsprozesse in Zusammenhang stehen.

6.1 Globale spektrale Variationen

Die Untersuchung globaler Zusammenhänge zwischen den gemessenen Absorptionstiefen und den geologischen Einheiten der Ganymedoberfläche konzentrieren sich vor allem auf die Heckseite und die vom Jupiter abgewandte Hemisphäre von Ganymed. Es handelt sich dabei um die Bereiche von Ganymed, die mit den beiden globalen NIMS-Beobachtungen G1GNGLOBAL und E6GNGLOBAL (siehe Kap. 5 und Abb. 5.4) abgedeckt wurden. In Tabelle 6.1 sind die wichtigsten Informationen zu diesen räumlich relativ niedrig aufgelösten Beobachtungen zusammengefasst. E6GNGLOBAL bildet Ganymed zwischen 75°N und 75°S sowie 255° und 323°W mit 100 km/Pixel ab und umfasst somit den zentralen Bereich von dessen Heckseite. G1GNGLOBAL zeigt die Oberfläche von Ganymed in vergleichbarer räumlicher Auflösung von im Mittel 115 km/Pixel von 70°N bis 70°S und 85 bis 245°W, was der vom Planeten Jupiter abgewandten Hemisphäre entspricht und jeweils einen relativ kleinen Bereich der Übergangsregionen sowohl zur Heckseite als auch zur Bugseite von Ganymed mit einschließt.

Die geologischen Haupteinheiten der Ganymedoberfläche sind in den Kameradaten durch unterschiedliche visuelle Helligkeiten geprägt. Die Abbildungen 6.1 und 6.2 zeigen Kartierungen der wesentlichen Oberflächenstrukturen der von Jupiter abgewandten Hemisphäre (Abb. 6.1) und der Heckseite (Abb. 6.2) von Ganymed auf der Basis der Bilddaten der Voyager- und Galileo-Kamera. Es sind deutlich die im Kapitel 2 vorgestellten geologischen Einheiten zu erkennen:

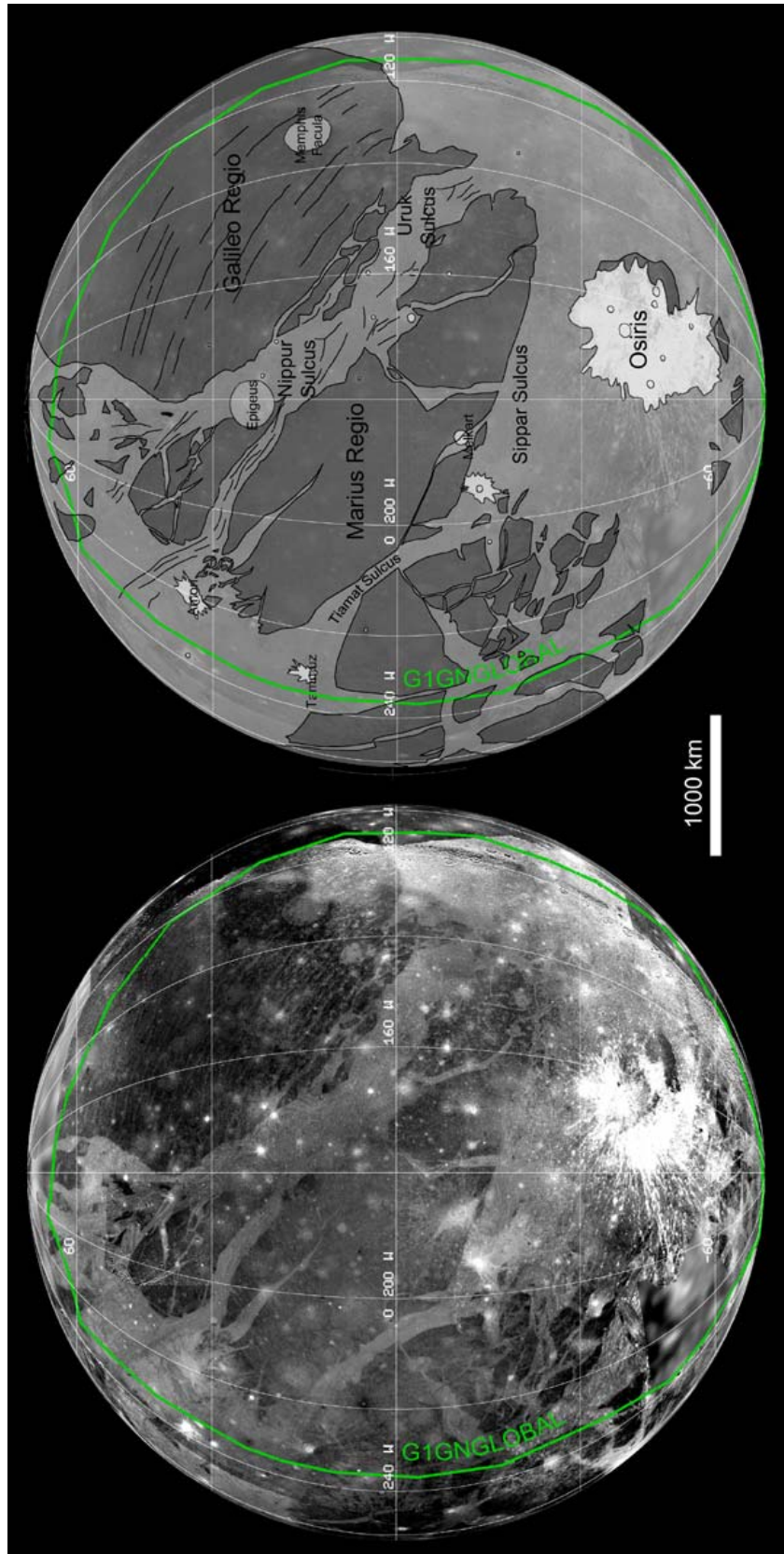


Abb. 6.1: Übersicht über die wichtigsten geomorphologischen Oberflächenstrukturen im Bereich der globalen NIMS-Beobachtung G1GNGLABAL, welche den Hauptteil der vom Jupiter abgewandten Hemisphäre von Ganymed umfasst.

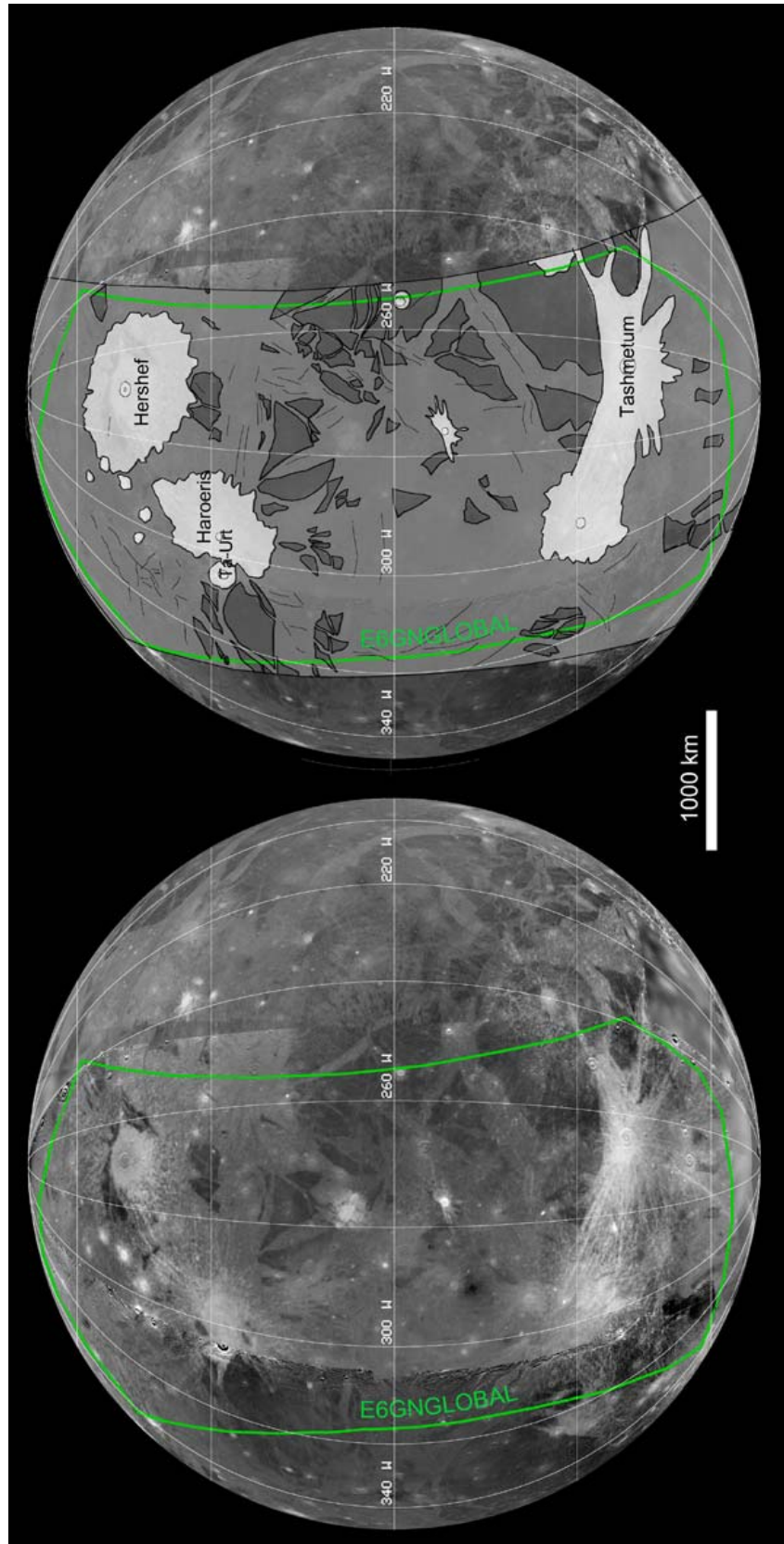


Abb. 6.2: Übersicht über die wichtigsten geomorphologischen Oberflächenstrukturen im Bereich der globalen NIMS-Beobachtung E6NGLOBAL, welche den zentralen Bereich der Heckseite des Mondes zwischen 75°N und 75°S sowie 255° und 323° W umfasst.

- die dunklen Gebiete der „Regiones“,
- die hellen Gebiete, zu denen vor allem die „Sulci“ gehören und
- relativ große, im visuellen Licht helle Einschlagskrater (*Shoemaker et al.*, 1982).

<i>Beobachtetes Gebiet</i>	<i>Geographische Position der beobachteten Region</i>	<i>NIMS-Beobachtung</i>	<i>Räumliche Auflösung (km/Pixel)</i>	<i>Analysierte Absorptionen (μm)</i>
<i>Heckseite</i>	75°N/255°W bis 75°S/323°W	E6GNGLOBAL	100	1,04, 1,25, 1,5, 2, 3, 4,25
<i>Jupiter abgewandte Hemisphäre</i>	70°N/85°W bis 70°S/245°W	G1GNGLOBAL	115	1,04, 1,25, 1,5, 2, 2,4, 3, 4,25

Tab. 6.1: Übersicht der beiden globalen NIMS-Beobachtungen E6GNGLOBAL und G1GNGLOBAL.

Die dem Jupiter abgewandte Hemisphäre von Ganymed wird von ausgedehnten Bereichen dunkler Gebiete wie Galileo und Marius Regio dominiert. Galileo Regio, das größte zusammenhängende dunkle Gebiet, erreicht in seiner größten Ausdehnung mehr als 3000 km. Im Südwesten der Aufnahme liegt ein bisher nicht benanntes, stark zerstückeltes dunkles Gebiet. Getrennt werden die „Regiones“ durch die breiten Bänder von Nippur Sulcus im Norden, der nach Osten in den Uruk Sulcus übergeht. Südlich von Marius Regio ziehen sich Tiamat und Sippar Sulcus entlang. Die Sulci sind zum Teil bis zu etwa 500 km breit. Im südlichen Bereich der Aufnahme liegt Osiris (39°S, 161° W), der mit einem Durchmesser von 155 km größte Einschlagskrater auf Ganymed, dessen ausgedehntes Auswurfmaterial sich bis in Entfernungen von weit über 1000 km vom Einschlagskrater erstreckt. Den zentralen Bereich der Heckseite des Mondes (Abb. 6.2) nehmen, mit Ausnahme eines östlich von 280° W liegenden bisher nicht benannten dunklen Gebiets, helle Gebiete ein. Vier große helle Einschlagskrater prägen die Oberfläche in den nördlichen und südlichen Bereichen der Heckseite. Die Untersuchung der globalen Zusammenhänge zwischen den geologischen Einheiten der Ganymedoberfläche und der gemessenen Absorptionstiefen erfolgte in erster Linie in Bezug auf:

- Variationen im relativen Anteil und
- der Partikelgröße von Wassereis,
- im Gehalt an CO₂, sowie
- der Charakterisierung der spektralen Eigenschaften des Gesteinsmaterials

auf Ganymed. Im Anhang dieser Arbeit befinden sich die vollständigen Statistiken zur Auswertung der variierenden Absorptionstiefen in Abhängigkeit der geologischen Einheiten.

6.1.1 Relativer Anteil von Wassereis

Wie bereits im Kapitel 5 beschrieben, verändert sich die Helligkeit von Wassereis im sichtbaren Licht bei etwa 0,5 μm mit unterschiedlicher Partikelgröße in vernachlässigbar geringem Maß (*Warren & Wiscombe*, 1980; *Warren*, 1982; *Calvin et al.*, 1995; *Hibbitts*, 2001). Dagegen geht ein zunehmender Anteil von Verunreinigungen im Wassereis im Allgemeinen einher mit sinkenden Werten des Reflexionsgrades (*Calvin et al.*, 1995). Somit vermitteln die visuellen Helligkeiten, wie sie in den Bilddaten der Voyager- und Galileo-Kamera zu beobachten sind, einen ersten Eindruck vom relativen Anteil von Wassereis an der spektralen Mischung. Folgen die Variationen in den gemessenen Absorptionstiefen von Wassereis diesen visuellen Helligkeiten, werden diese demnach vor allem vom relativen Anteil von Wassereis im Oberflächenmaterial beeinflusst. Variationen in der Partikelgröße folgen entweder dem relativen Anteil oder sind vernachlässigbar gering. Absorptionen von Wassereis,

deren Intensitäten mit den visuellen Helligkeiten variieren, können daher als Indikator für Veränderungen im relativen Anteil von Wassereis angesehen werden.

Die Abbildung 6.3 zeigt eine graphische Darstellung der im Bereich der vom Jupiter abgewandten Hemisphäre (NIMS-Beobachtung G1GNGLOBAL) gemessenen Absorptionstiefen von Wassereis bei 1,5, 2, 2,4 und 3 μm . Die einzelnen Datenpunkte sind in Abhängigkeit ihrer Lage in einer der drei geologischen Einheiten farblich kodiert (Regiones = rot, Sulci = grün, Einschlagskrater = blau). Zur Verdeutlichung der Varianz der Messwerte der einzelnen geologischen Einheiten, wurden diese durch eine Ellipse umschlossen und die Richtung der größten Varianz durch einen Pfeil gekennzeichnet.

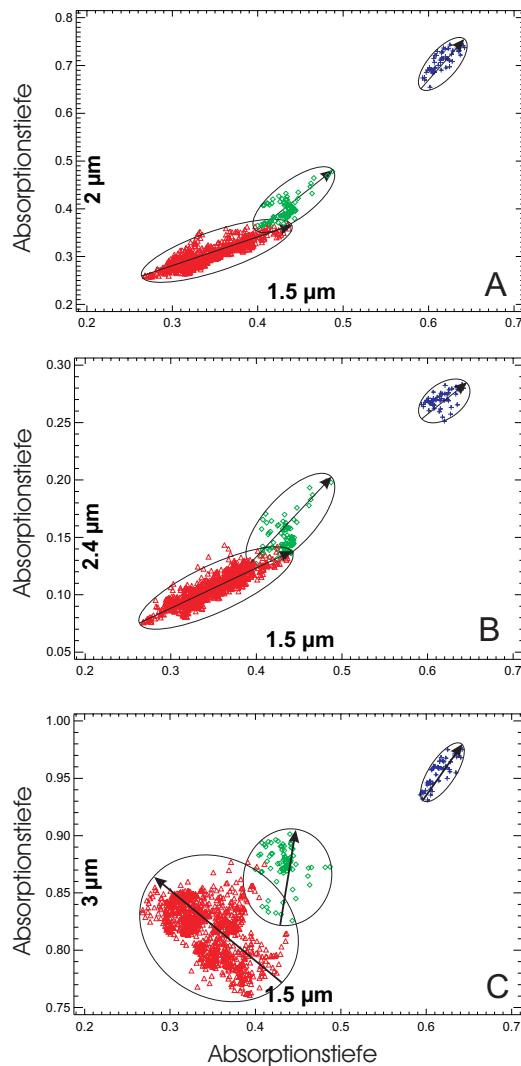


Abb. 6.3: Variationen der Absorptionstiefen von Wassereis bei 1,5, 2, 2,4 und 3 μm auf der vom Jupiter abgewandten Hemisphäre (G1GNGLOBAL) in Abhängigkeit der drei geologischen Einheiten: 1. Dunkle Gebiete der Regiones (rot), 2. helle Gebiete der Sulci (grün) und 3. helle Einschlagskrater (blau) im Vergleich mit den Variationen der Absorptionstiefen bei 1,5 μm (siehe Abb. 6.4). Zur Verdeutlichung des Grades der Überlappung der drei Bereiche und der Richtung der größten Varianz (Pfeil) wurden die Datenpunkte jeder Geländeform durch eine Ellipse umschlossen.

In Abbildung 6.3 a und b sind die Absorptionstiefen bei 2 und 2,4 μm jeweils den Absorptionstiefen bei 1,5 μm gegenübergestellt. Die Absorptionstiefen variieren deutlich in Abhängigkeit der geologischen Einheiten. Die geringsten Absorptionstiefen wurden für alle drei Absorptionen stets im Bereich der Regiones gemessen. Die Messwerte steigen in Richtung der Sulci kontinuierlich an, das heißt, es besteht keine klare Abgrenzung zwischen diesen beiden geologischen Einheiten. Die tiefsten Absorptionen bzw. die höchsten Absorptionstiefen wurden im Bereich der Einschlagskrater gemessen.

Die enge Korrelation der Absorptionstiefen bei 1,5, 2 und 2,4 μm mit den geologischen Einheiten lässt auf Variationen des relativen Anteils von Wassereis schließen. Diese Annahme wird unterstützt durch deren Wellenlängenposition. Die Absorptionen bei 1,5, 2 und 2,4 μm sind relativ breit und tief verglichen mit Absorptionen bei kürzeren Wellenlängen. In Wellenlängenbereichen größer als 1,4 μm müssen Photonen, verglichen mit den Absorptionen bei kürzeren Wellenlängen nicht sehr tief in die Oberfläche eindringen, um absorbiert zu werden und wären somit kein Indikator für die mittlere optische Weglänge im Wassereis des Oberflächenmaterials und für Veränderungen in dessen Partikelgröße (*Calvin et al.*, 1995, siehe auch Kap.4.3). Im Falle einer Oberfläche mit einer Mischung aus stark absorbierendem Wassereis und weniger absorbierenden Verunreinigungen würde in diesem Wellenlängenbereich das letztere den größten Teil des reflektierten Lichts beitragen (*McCord & Hansen*, 1999).

Die Absorptionstiefen der Absorption von Wassereis bei 3 μm variieren ebenfalls in Abhängigkeit der geologischen Einheiten (Abb. 6.3 c). Jedoch ist diese Abhängigkeit nicht so deutlich ausgeprägt wie im Falle der Absorptionen bei 1,5, 2 und 2,4 μm . Im direkten Vergleich mit den Absorptionstiefen bei 1,5 μm wird deutlich, dass ansteigende Absorptionstiefen bei 1,5 μm nicht unbedingt ein Ansteigen der Absorptionstiefen bei 3 μm nach sich ziehen. Dies ist vor allem in den Bereichen des dunklen und hellen Gebiets zu beobachten. Die theoretischen Reflexionsspektren von Wassereis in Abbildung 6.5 zeigen, dass die breite Absorption bei 3 μm von Wassereis stets stark gesättigt ist, und Variationen in der Intensität nicht direkt mit dem relativen Anteil und auch der Partikelgröße von Wassereis, sondern mit dem Reflexionsgrad bei 3 μm in Beziehung stehen. Ein direkter Zusammenhang zwischen den Absorptionstiefen von Wassereis und dessen relativen Anteil wurde somit vor allem für die Absorptionen bei 1,5, 2 und 2,4 μm festgestellt. In der Abbildung 6.4 sind die räumlichen Variationen am Beispiel der Absorptionstiefen bei 1,5 μm farbkodiert dargestellt. Im Vergleich mit dem geologischen Kontext der Abbildungen 6.1 und 6.2 sind die drei geologischen Einheiten deutlich zu erkennen. Die Tabelle 6.2 enthält die statistischen Angaben zu den gemessenen Absorptionstiefen bei 1,5 μm in Abhängigkeit der unterschiedlichen Gebiete.

Regiones

Nach den gemessenen Absorptionstiefen sind die *Regiones* im Vergleich zu den *Sulci* und den Einschlagskratern auf Ganymed durch den geringsten relativen Anteil von Wassereis an der spektralen Mischung charakterisiert. Zugleich besitzen die Messwerte der *Regiones* die größte Varianz, was auf einen stark wechselnden relativen Anteil von Wassereis an der spektralen Mischung innerhalb der dunklen Gebiete hinweist. Unterschiede im relativen Anteil von Wassereis existieren ebenso zwischen einzelnen dunklen Gebieten (Tab. 6.2). Die niedrigsten Messwerte konzentrieren sich mit $14,2 \pm 1,0\%$ auf die Heckseite von Ganymed (E6GNGLOBAL) zwischen 15°N und 10°S und nahe 260°W . Die niedrigsten Werte im Bereich der von Jupiter abgewandten Hemisphäre liegen deutlich höher bei $26,8 \pm 1,9\%$. Im südlichen Bereich von Marius Regio bei 5°S und 195°W auf der vom Jupiter abgewandten Hemisphäre (G1GNGLOBAL) wurden mit $47,3 \pm 2,4\%$ die tiefsten Absorptionen gemessen. Die Unterschiede in Bezug auf die mittleren Absorptionstiefen zwischen den *Regiones* auf der von Jupiter abgewandten Hemisphäre betragen etwa 9%.

Die Beobachtungen gehen konform mit den Resultaten von *Prockter et al.* (1998, 2000), welche auf der Basis von Galileo-Kameradaten einen geringen Anteil an Wassereis und auf die ausgeprägte Heterogenität in Bezug auf die Verbreitung von Wassereis im dunklen Gebiet hinweisen. Nach ihnen ist der geringe Anteil von Wassereis einerseits das direkte Resultat der thermal bedingten Segregation von Wassereis und dem Gesteinsmaterial (*Spencer*, 1987, siehe Kap. 2).

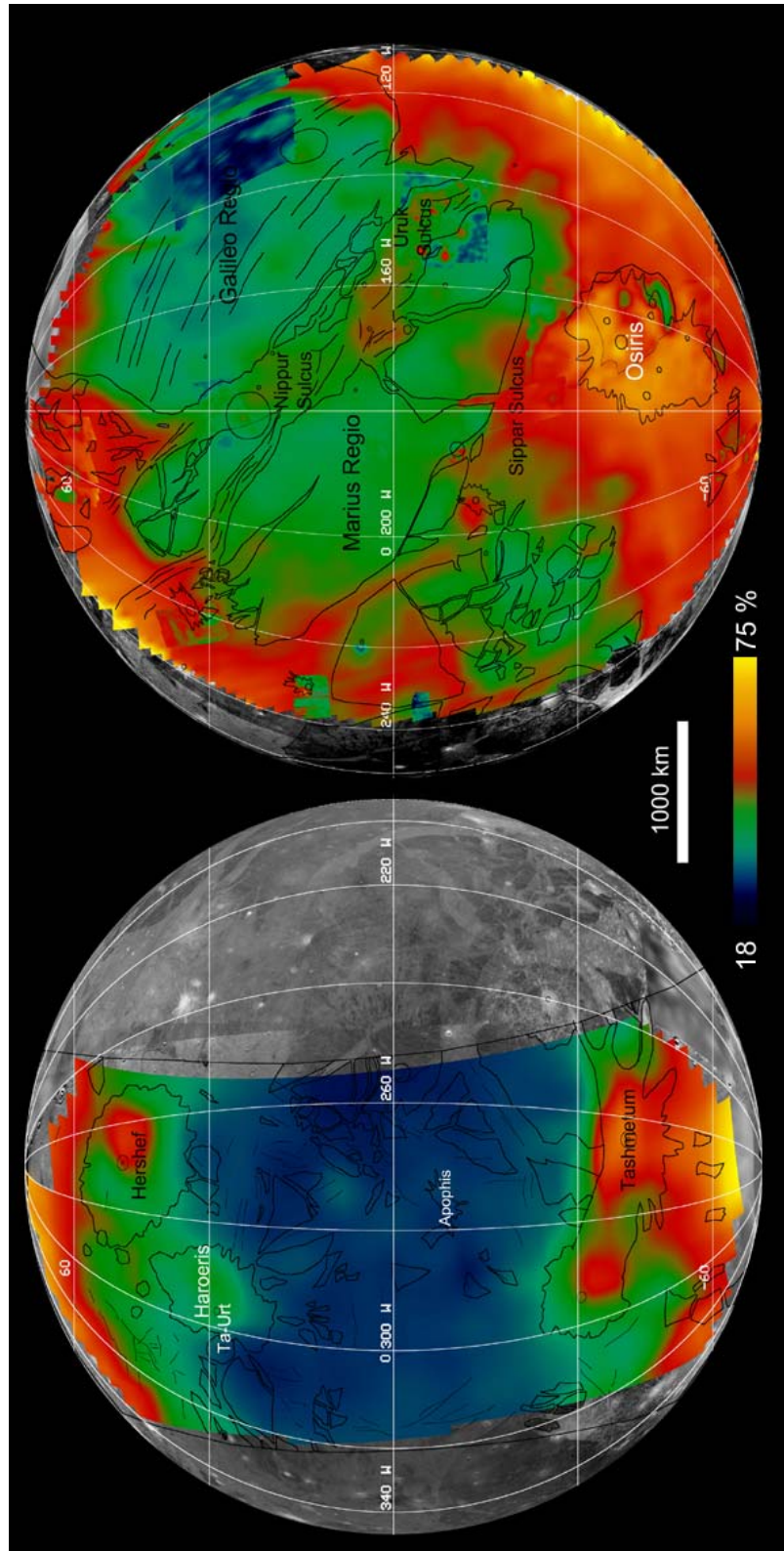


Abb. 6.4: Vergleich der Variationen der Absorptionstiefen der Absorption von Wassereis bei 1,5µm im Bereich der Heckseite (links, NIMS-Beobachtung E6NGLOBAL) und der von Jupiter abgewandten Hemisphäre (NIMS-Beobachtung G1NGLOBAL) überlagert mit der globalen Einteilung Ganymeds in seine wesentlichen geologischen Einheiten aus Abb. 6.1 (Diskussion im Text).

Photonen des Sonnenlichts (UV und visuelles Licht) beeinflussen die Ganymedoberfläche während des Tages, der auf Ganymed 70 Stunden beträgt, und dringen dabei in die obersten Schichten des Oberflächenmaterials (maximal $\sim 1\mu\text{m}$, *Delitsky & Lane, 1998*) ein. Vor allem in Bereichen mit einem bereits relativ hohen Anteil an Gesteinsmaterial erfolgt eine schnellere Erwärmung, die zur Sublimation von Wassereis führt. Als Folge der Segregation bildet sich an der Oberfläche eine dünne Schicht an Gesteinsmaterial. Dieser Prozess beeinflusst vor allem Helligkeitsunterschiede im Zehnermeterbereich (*Pappalardo et al., 2004*).

Aufgrund der deutlich niedrigeren räumlichen Auflösungen der vorliegenden NIMS-Beobachtungen (beste räumliche Auflösung beträgt 3 km/Pixel) ist es nicht möglich zu bestätigen, ob thermal bedingte Segregation auch für die beobachteten Variationen in den Absorptionstiefen innerhalb der *Regiones* verantwortlich ist. Die Veränderungen im relativen Anteil von Wassereis, wie sie in den NIMS-Daten im dunklen Gebiet zu beobachten sind, stehen eher in Zusammenhang mit der Verbreitung von Einschlagskratern.

Das dunkle Gebiet stellt die älteste geologische Einheit auf Ganymed dar (*Collins et al., 2000; Neukum, 1997; Neukum et al., 1998*) und ist durch eine hohe Anzahl von Einschlagskratern geprägt. Einschlagsprozesse resultieren vermutlich in der Freilegung von Wassereis aus dem Untergrund, was wiederum zur Vermischung von Wassereis und dem Gesteinsmaterial beiträgt. Obwohl es wahrscheinlich ist, dass beide dieser einander entgegengesetzt wirkenden Oberflächengestaltungsprozesse zu der beobachteten Verbreitung von Wassereis im dunklen Gebiet führen, sind lokale Variationen im relativen Anteil im Rahmen der räumlichen Auflösung von NIMS eher auf Einschlagsprozesse zurückzuführen. Lokale Variationen werden im Kapitel 6.5 eingehend diskutiert.

Die generellen Unterschiede im relativen Anteil von Wassereis zwischen den dunklen Gebieten der Heckseite und der vom Jupiter abgewandten Hemisphäre weisen zusätzlich auf Oberflächengestaltungsprozesse hin, die eher unabhängig von den geologischen Gegebenheiten sind. Vermutlich sind diese Unterschiede das Resultat der Wechselwirkungen zwischen dem Oberflächenmaterial und dem interplanetaren Raum. Ist dies der Fall, sollten diese Unterschiede ebenfalls für die hellen Gebiete zu beobachten sein (siehe unten).

Sulci

Die hellen Gebiete der Sulci weisen im Vergleich zu den *Regiones* im Mittel einen etwas höheren Anteil von Wassereis auf. Die Absorptionstiefen der Absorption von Wassereis bei $1,5\mu\text{m}$ liegen im Bereich der Sulci im Mittel mit $35,4 \pm 2,4\%$ um etwa 8% höher als im Bereich der *Regiones* (Tab. 6.2). Mit $24 \pm 1,9\%$ bis $49,4 \pm 2,4\%$ liegen die gemessenen Absorptionstiefen der Sulci jedoch zu einem Großteil im Bereich der Messwerte, welche auch für die *Regiones* gemessen wurden (Tab. 6.2). Die Überlappung der Messwerte der beiden geologischen Haupteinheiten deutet auf einen kontinuierlichen Übergang zwischen dem relativ geringen Anteil an Wassereis der *Regiones* und höheren Anteil in den Sulci hin. In Abbildung 6.5 sind die Mittelwertspektren der drei geologischen Einheiten für den gesamten Spektralbereich von NIMS dargestellt. Deutliche Unterschiede im Reflexionsverhalten zwischen den *Regiones* und Sulci lassen sich nur im Wellenlängenbereich kleiner als $1,3\mu\text{m}$ erkennen. So steigt der Reflexionsgrad in Richtung des sichtbaren Lichts infolge des höheren Anteils von Wassereis im Bereich der Sulci stärker an als im Bereich der *Regiones*. Im Wellenlängenbereich größer als $1,3\mu\text{m}$ sind die Unterschiede in Bezug auf den Reflexionsgrad und den Absorptionstiefen von Wassereis scheinbar gering.

Die hellen und die dunklen Gebiete sind somit in ihrem Gehalt an Wassereis nicht sehr verschieden voneinander. Beide beinhalten einen leicht unterschiedlichen Anteil an Verunreinigungen bzw. Gesteinsmaterial (siehe unten). Dies legt die Vermutung nahe, dass das Material der hellen Gebiete sowohl Material der dunklen Gebiete enthält und mit aus dem Untergrund emporgestiegenen

Wassereis vermischt ist. Möglicherweise sind die beiden Komponenten jedoch bereits im Material des Untergrundes miteinander vermischt und werden nur infolge thermal bedingter Entmischung an der Oberfläche der dunklen Gebiete konzentriert, oder reineres Wassereis stieg empor und wurde seit dem zunehmend verunreinigt.

Auf der Basis von Einschlagskraterhäufigkeiten wird das helle Gebiet im Vergleich mit den Regiones als deutlich jünger eingestuft (siehe Kap. 2). Je nach Kratermodell schwanken die Altersangaben des hellen Gebiets jedoch beträchtlich. Einzelne Regionen können je nach Kratermodell Alter zwischen 400 Millionen und 4 Milliarden Jahren aufweisen (Neukum, 1997; Neukum et al., 1998; Zahnle et al., 2003). Je nach Alter der jeweiligen Region sollten die relativen Anteile des Gesteinsmaterials schwanken. Diese Frage kann aber anhand globaler Daten nicht beantwortet werden und wird zusammen mit den lokalen Variationen im relativen Anteil von Wassereis in Kapitel 6.2 diskutiert.

Zwischen den Sulci im nördlichen (Nippur und Uruk Sulcus) und denen im südlichen Bereich (Tiamat und Sippar Sulcus) der vom Jupiter abgewandten Hemisphäre variieren die Messwerte nur leicht (im Mittel 1,6%). Dagegen konzentrieren sich wie im Falle der Regiones, innerhalb der Sulci die mit $24 \pm 1,9\%$ niedrigsten Messwerte im Bereich der Heckseite von Ganymed (nahe dem Äquator bei 311°W). Die Messwerte liegen unterhalb der maximalen Absorptionstiefen der Regiones im Bereich der von Jupiter abgewandten Hemisphäre. Das Verhältnis der mittleren Absorptionstiefen zwischen hellem und dunklem Gebiet ist für die beiden Hemisphären ähnlich. Auf der von Jupiter abgewandten Hemisphäre beträgt der generelle Unterschied in den Absorptionstiefen bei $1,5\mu\text{m}$ zwischen dem dunklen und hellen Gebiet im Mittel etwa 8%. Auf der Heckseite liegt er bei etwa 8,5% (Tab. 6.2). Dies unterstützt die oben eingeführte Annahme, dass Wechselwirkungen mit dem interplanetaren Raum für den von geologischen Gegebenheiten unabhängigen, generell geringeren Anteil von Wassereis auf der Heckseite verantwortlich sind (siehe unten). Beide Einheiten scheinen in ähnlichem Maße beeinflusst zu werden.

<i>Absorption (μm)</i>	<i>Dunkle Gebiete</i>	<i>Galileo Regio</i>	<i>Marius Regio</i>	<i>DT im SW</i>	<i>Dunkles Gebiet auf der Heckseite</i>
1,5	14,2 ($\pm 1,0$) – 47,3 ($\pm 2,4$)	31,9 ($\pm 2,1$)	37,2 ($\pm 2,4$)	39,9 ($\pm 2,4$)	18,5 ($\pm 1,8$)

<i>Absorption (μm)</i>	<i>Helle Gebiete</i>	<i>Nippur + Uruk Sulcus</i>	<i>Sippar + Tiamat Sulcus</i>	<i>Helles Gebiet auf der Heckseite</i>
1,5	24 ($\pm 1,9$) – 49,4 ($\pm 2,4$)	42,7 ($\pm 2,2$)	44,6 ($\pm 2,4$)	27,1 ($\pm 2,6$)

<i>Absorption (μm)</i>	<i>Einschlagskrater auf der Heckseite</i>	<i>Einschlagskrater auf der von Jupiter abgewandte Hemisphäre</i>
1,5	49,2 ($\pm 2,1$) – 54,6 ($\pm 2,2$)	59,7 ($\pm 2,2$) – 64 ($\pm 2,2$)

Tab. 6.2: Mittelwerte der gemessenen Absorptionstiefen von Wassereis bei $1,5\mu\text{m}$ (in %; + absoluter Fehler) aufgeschlüsselt für die drei geologischen Einheiten und deren Teilgebiete: 1. Regiones (oben), 2. Sulci (mittig), 3. Einschlagskrater (unten). Die vollständige Statistik befindet sich im Anhang der Arbeit.

Einschlagskrater

Einschlagskrater weisen im Gegensatz zu den Regiones und Sulci einen deutlich höheren Anteil von Wassereis auf. Die gemessenen Absorptionstiefen bei $1,5\mu\text{m}$ betragen im Mittel $56,9 \pm 2,2\%$, was deutlich über den maximalen Messwerten der Sulci und Regiones liegt (Tab. 6.2).

Die gemessenen Einschlagskrater weisen nach dem Modell von Neukum (1997) und Neukum et al. (1998) Alter zwischen maximal 3,3 und 3,9 Milliarden Jahre auf (Stephan et al., 2003). Es handelt

sich bei diesen Modellaltern aufgrund der begrenzten Datenqualität jedoch nur um Abschätzungen. Das tatsächliche Alter kann beträchtlich niedriger sein. Vor allem für den Einschlagskrater Osiris wird aufgrund der morphologischen Merkmale ein deutlich jüngeres Alter angenommen (~1 Mrd. Jahre) (Stephan *et al.*, 2003). In Abbildung 6.5 ist das Mittelwertspektrum über den gesamten Wellenbereich von NIMS dargestellt. Das Spektrum unterscheidet sich deutlich von den Mittelwertspektren der Regiones und Sulci. Neben den relativen tiefen Absorptionen im NIR sind im Mittelwertspektrum der Einschlagskrater die für Wassereis typischen Reflexionsmaxima bei 3,1 und 3,6 μm zu erkennen (vergl. Abb. 4.16 in Kap 4.4). In diesem Wellenlängenbereich sind keine Anzeichen von Verunreinigungen mit Gesteinsmaterial zu erkennen.

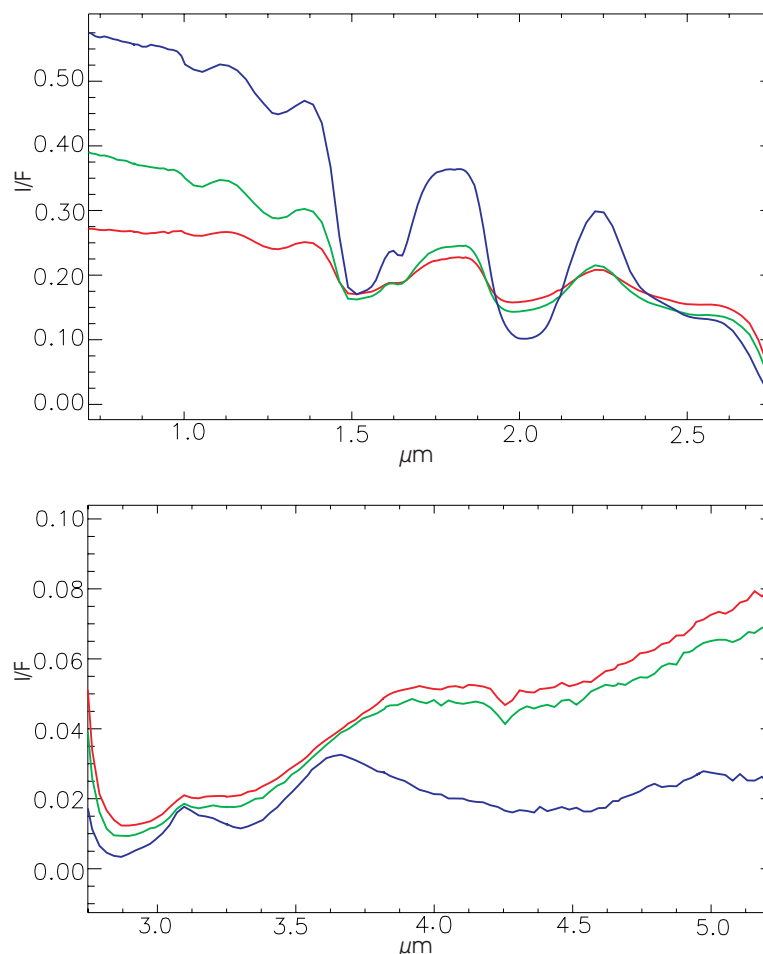


Abb. 6.5: Mittelwertspektren der drei geologischen Einheiten (Dunkles Gebiet = rot; helles Gebiet = grün; Einschlagskrater = blau) im von NIMS abgedeckten Spektralbereich von 0,7 bis 2,7 μm (oben) und 2,7 bis 5,2 μm (unten).

Vermutlich repräsentiert das Wassereis Material, welches während des Einschlagsprozesses aus dem Untergrund emporgehoben wurde. Dies geht konform mit der Annahme, dass Ganymed eine etwa 900 km dicke äußere Kruste aus Wassereis besitzt (Anderson *et al.*, 1996, siehe auch Kap. 2). Der niedrige Grad an Verunreinigungen unterstützt ein relativ junges Alter dieser Einschlagskrater.

Hemisphärische Unterschiede im relativen Anteil von Wassereis wurden ebenfalls für Einschlagskrater beobachtet. Die Einschlagskrater auf der Heckseite weisen im Mittel um etwa 9% geringere Absorptionstiefen auf als auf der von Jupiter abgewandten Hemisphäre (Tab. 6.2). Die hemisphärischen Unterschiede mit einem generell niedrigeren Anteil von Wassereis im Oberflächenmaterial scheinen daher alle geologischen Einheiten zu betreffen. Dies bekräftigt die Vermutung, dass Oberflächenprozesse, die unabhängig von den geologischen Gegebenheiten wirken, für diese Beobachtung verantwortlich sind.

Vermutlich verursachen Wechselwirkungen mit dem interplanetaren Raum die oben beschriebenen hemisphärischen Unterschiede im relativen Anteil von Wassereis. Ganymed bewegt sich während seines Umlaufs um Jupiter stets innerhalb von dessen Magnetosphäre. Das magnetosphärische Plasma, welches an die Feldlinien des Jupitermagnetfeldes gebunden ist, besitzt wie Jupiter selbst eine Rotationsperiode von etwa zehn Stunden. Dies ist viel schneller verglichen mit der orbitalen Periode von Ganymed (~ 7 Tage, siehe Kap. 2.1). So holt das gebundene Plasma den Ganymed während seiner Umrundung um Jupiter ein, so dass die hochenergetischen Partikel des Plasmas auf die Heckseite von Ganymed einschlagen. Aufgrund dieses Prozesses ist eine deutliche Asymmetrie zwischen der Bug- und Heckseite von Ganymed in Bezug auf die Chemie des Oberflächenmaterials zu erwarten (*Delitzky & Lane, 1998*). Wegen des schützenden Effekts des Magnetfelds von Ganymed (*Kivelson et al., 1996, 1997*; Abb. 6.6) erreichen jedoch nur Partikel, welche Energien größer als 100 keV besitzen, die Oberfläche (*Cooper et al., 2001, Tab. 6.3*). Dabei handelt es sich vor allem um Plasma-Ionen. Ionen des Sauerstoffs (O^+) bilden einen großen Anteil der Ionen in der Magnetosphäre (*Dessler, 1983*). Sie sind in der Lage, die chemischen Bindungen in den Wassereismolekülen bzw. -kristallen aufzubrechen und einzelne Moleküle herauszuschlagen (engl.: *sputtering*). Vor allem relativ kleine Partikel werden zuerst herausgeschlagen (*Clark et al., 1980*). Daher sollten sich hemisphärische Unterschiede auch in Bezug auf die Variationen in der Partikelgröße von Wassereis abzeichnen (Kap. 6.1.2). Die Annahme wird unterstützt durch Beobachtungen erdgebundener Teleskope und des Hubble Weltraum Teleskops (HST, *Hubble Space Telescope*), welche die Entdeckung von Sauerstoffverbindungen, wie O_2 (*Spencer et al., 1995*) und O_3 (Ozon) (*Noll et al., 1996; Hendrix et al., 1999 a, b*) ermöglichten. *Spencer et al. (1995)* vermuten, dass sich O_2 vor allem auf der Heckseite von Ganymed konzentriert und im eisreichen Oberflächenmaterial eingeschlossen ist. Möglicherweise handelt es sich dabei um implantierte Sauerstoff-Ionen oder von, durch die Radiolyse von Wassereis, entstandene Ionen (*Calvin et al., 1996*). Die Hypothese einer Radiolyse geht konform mit der Identifizierung einer dünnen Atmosphäre aus H^+ , die eine Folge des Entweichens von Wasserstoff von der Ganymedoberfläche ist (*Frank et al., 1997*). Chemische Reaktionen von Wassereis im Oberflächenmaterial mit implantierten Sauerstoff-Ionen (siehe Kap. 2.2.3) sind dagegen vermutlich die Ursache für das vor allem in den polaren Regionen und in niedrigen geographischen Breiten nahe des Sonnenaufgangs und Sonnenuntergangs konzentrierte Ozon und auch von Hydrogenperoxiden (H_2O_2) (*Hendrix et al., 1999 a, b; Delitzky & Lane, 1998*).

Veränderungen des relativen Anteils von Wassereis unabhängig von den geologischen Einheiten

Neben den Unterschieden im relativen Anteil von Wassereis zwischen den Hemisphären ist jedoch auch ein Unterschied in Abhängigkeit der geographischen Breite zu beobachten. In den räumlichen Variationen der Abbildung 6.4 ist dieser Unterschied nicht eindeutig sichtbar. Er deutet sich jedoch im Bereich der Heckseite (NIMS-Beobachtung E6GNGLOBAL) an. Jedoch unterstreicht die graphische Darstellung der gemessenen Absorptionstiefen bei $1,5\mu m$ in Abhängigkeit der geographischen Breite in Abbildung 6.6 die Beobachtung. Die Messwerte sind separat für die Heckseite (links) und die von Jupiter abgewandte Hemisphäre (rechts) dargestellt. Sie umfassen den gesamten geographischen Längenbereich der beiden Hemisphären. Sie beinhalten daher die Heterogenität der Absorptionstiefen in Abhängigkeit der geologischen Haupteinheiten, bzw. ihrer Teilgebiete. Diese Heterogenität verursacht die Streuung der Messwerte in den beiden Darstellungen. In beiden Hemisphären sind die lokalen Anstiege der Absorptionstiefen im Bereich der an Wassereis reichen Einschlagskrater sichtbar. Untergeordnet ist jedoch ein genereller Anstieg der Absorptionstiefen in Richtung der polaren Regionen zu erkennen. In den äquatorialen Regionen zwischen $30^\circ N$ und $30^\circ S$ sind die Absorptionstiefen relativ gering. In Richtung der polaren Regionen ($> 40^\circ N$ oder S) liegen sie deutlich höher. Zu

beachten ist, dass die polaren Regionen für beide Hemisphären ähnlich hohe Messwerte aufweisen. Dagegen sind die Messwerte für die äquatorialen Regionen deutlich verschieden, was noch einmal die oben geschilderte Abnahme des relativen Anteils in Richtung der Heckseite unterstreicht. Im Gegensatz dazu steigt der Anteil von Wassereis für beide Hemisphären, unabhängig von den geologischen Gegebenheiten, in Richtung der Pole.

Der Anstieg des relativen Anteils von Wassereis wird ebenfalls mit der Wechselwirkung des Oberflächenmaterials und dem Einfall von Partikeln aus der Magnetosphäre von Jupiter in Zusammenhang gebracht. Im Gegensatz zu den hemisphärischen Unterschieden führt diese Wechselwirkung in den polaren Regionen jedoch nicht zur Abnahme, sondern zum Anstieg des relativen Anteils von Wassereis. Die Ursache liegt in der ungewöhnlichen Form von Ganymeds Magnetfeld (Abb. 6.7). Werden die einfallenden Partikel aus der Magnetosphäre von Jupiter durch die geschlossenen Feldlinien von Ganymeds eigenem Magnetfeld teilweise abgelenkt, so prallen sie im Bereich der Pole Ganymeds ungehindert auf dessen Oberfläche. Dies schließt auch die in den äquatorialen Regionen aus dem Wassereis herausgeschlagenen Moleküle mit ein (siehe oben). Diese werden bevorzugt in den stets kalten polaren Regionen wieder abgelagert (Tab. 6.3). Im Gegensatz zu den äquatorialen Regionen schwanken hier die Temperaturen nur zwischen 70 und 80 K (*Delitzky & Lane, 1998*). Der Einfluss thermisch bedingter Prozesse wie Sublimation oder Kondensation ist daher gering. Der Übergang von den geschlossenen zu den offenen Feldlinien verläuft in einer geographischen Breite von etwa 40°N bzw. 40°S, welches mit den Regionen, die einen ansteigenden relativen Anteil von Wassereis aufweisen, gut übereinstimmt. In den Kameradaten der Raumsonden Voyager und Galileo erscheinen die Pole im Vergleich zu den äquatorialen Regionen deutlich heller (*Smith et al., 1979a, b; Squyres, 1980; Hillier et al., 1996* und *Johnson, 1985, 1997*). Die Abbildung 6.8 zeigt eine vereinfachte Darstellung der räumlichen Verbreitung der polaren Ablagerungen auf der Basis der Kartierungen von *Squyres (1980)*.

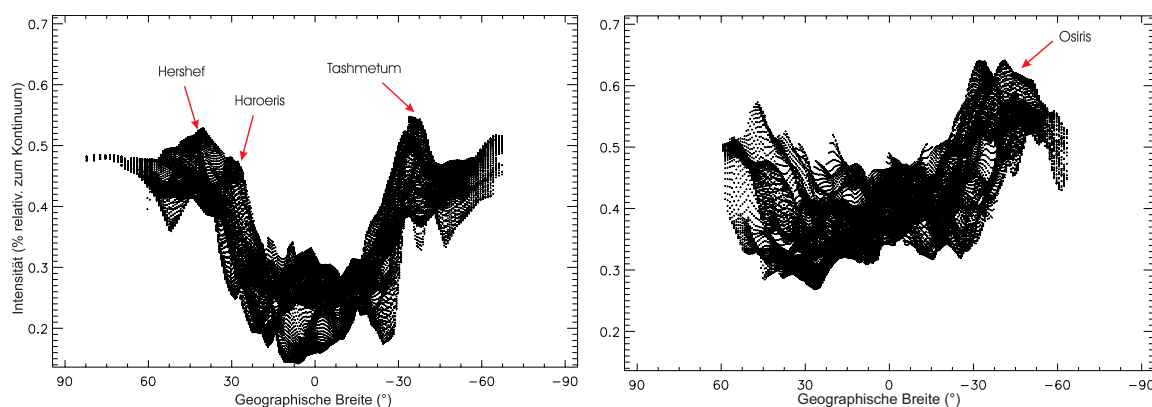


Abb. 6.6: Absorptionstiefen (relativ zum Kontinuum) der Absorption von Wassereis bei 1,5 μ m in Abhängigkeit der geographischen Breite im Bereich der Heckseite (links, NIMS-Beobachtung E6GNGLOBAL) und der von Jupiter abgewandten Hemisphäre (rechts, NIMS-Beobachtung G1GNGLOBAL). Die Absorptionstiefen der Wassereisabsorption nehmen auf beiden Hemisphären in Richtung der polaren Regionen von Ganymed zu und deuten auf einen wachsenden Anteil von Wassereis hin. Die Position der an Wassereis reichen Einschlagskrater (siehe Erklärung im Text).

Johnson (1997) vermutet, dass durch einfallende Partikel entstandene Defekte bzw. Hohlräume im Wassereiskristall, an welchen das einfallende Licht stärker gestreut wird als bei einem intakten Kristall, für die heller erscheinenden Polkappen verantwortlich sein könnten. *Delitzky & Lane (1998)* gehen dagegen von einer H₂O/CO₂-Mischung im Oberflächenmaterial von Ganymed aus und weisen auf infolge der einfallenden Strahlung entstehenden Kohlenwasserstoffe hin. Die aus dieser Mischung entstandenen Kohlenwasserstoffe besitzen demnach keine Absorptionen im visuellen Licht. Somit könnte eine stärkere Streuung des einfallenden Lichts auch in Kohlenwasserstoffen erfolgen, wie es *Johnson (1997)* für Wassereis beschreibt, sofern die optischen Eigenschaften ähnlich denen von

Wassereis sind. Weder Defekte im Wassereiskristall noch eingelagerte Kohlenwasserstoffe können jedoch verantwortlich für die spektralen Signaturen in den Reflexionsspektren von NIMS sein. Wie oben beschrieben, zeigen diese in den polaren Regionen eine deutliche Signatur eines ansteigenden Anteils von Wassereis. Die Übereinstimmung der Helligkeitsvariationen in den Kameradaten mit diesen Regionen unterstützt die Ablagerung von Wassereis in den polaren Regionen. Der kontinuierlich wachsende Anteil von Wassereis in Richtung der Pole repräsentiert die ebenfalls kontinuierlich zunehmende Dicke dieser polaren Ablagerung. Dies ist wahrscheinlich ein heute noch andauernder Prozess. Die dünne Schicht von Wassereis wäre sonst in kurzer Zeit durch die Erneuerung des Oberflächenmaterials durch Einschläge bereits verschwunden (Hillier et al., 1996).

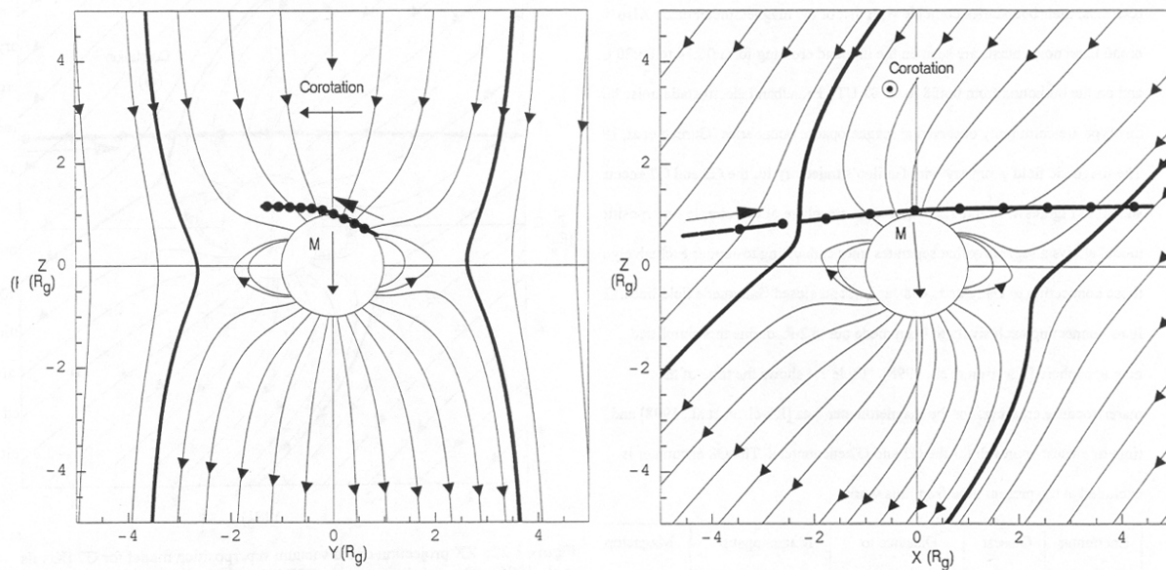


Abb. 6.7: Schematische Darstellung des Verlaufs der Feldlinien von Jupiters und Ganymeds Magnetfeld aus verschiedenen Richtungen gesehen: (links) entlang des Orbits von Ganymed (y ist die Richtung zu Jupiter) und (rechts) mit Blick Richtung Jupiter (x -Richtung verläuft entlang des Orbits von Ganymed. Die dick eingezeichnete Linie verdeutlicht den Weg der Raumsonde Galileo während der Messungen des Magnetometers (aus Kivelson et al., 1996).

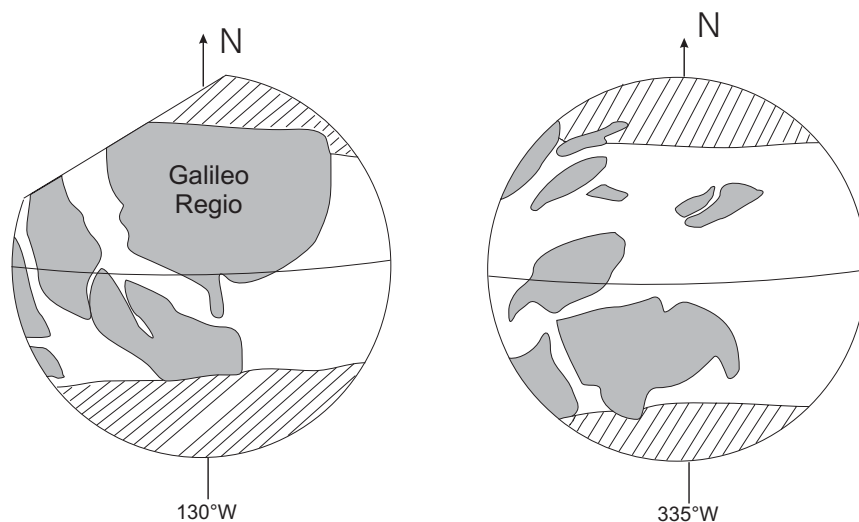


Abb. 6.8: Ganymeds Polkappen (gestrichelte Regionen) kartiert auf der Basis von Beobachtungen der Voyager-Kameras (nach: Squyres, 1980). Das linke Bild entspricht in etwa der von Jupiter abgewandten Hemisphäre (NIMS-Beobachtung G1NGLOBAL) und das rechte Bild der Heckseite (NIMS-Beobachtung E6NGLOBAL) der Abbildungen 6.1 bis 6.3.

	<i>Plasma-Ionen</i> (<i>O+</i> , <i>S+</i> , <i>H₂O+</i> , <i>H₃O+</i>)	<i>Elektronen</i>	<i>Photonen</i>	<i>Thermal</i>
<i>Polarregionen</i> > 40° N bzw. S	2 x 10 ⁹	6 x 10 ⁸	~ 0	Keine Erwärmung (70 – 80K):
<i>Äquatorial</i> < 40° N bzw. S	5 x 10 ⁸	~ 0	1,3 x 10 ¹⁰	Erwärmung von 90 bis 170 K alle 70 h

Tab. 6.3: Menge des einfallenden Energieflusses in keV/cm²s im Bereich der polaren und äquatorialen Regionen von Ganymed (Daten aus: Delitzky & Lane, 1998).

6.1.2 Partikelgröße von Wassereis

Neben dem relativen Anteil von Wassereis spielt auch dessen Partikelgröße eine bedeutende Rolle bei den Oberflächeneigenschaften von Ganymed und beeinflusst den Reflexionsgrad und die Intensität der Absorptionen. Generell vertiefen sich die Absorptionen mit wachsender Partikelgröße. Bereits im Kapitel 5.2.3 ist dieser Einfluss jedoch für jede der Absorptionen von Wassereis unterschiedlich. Der Einfluss der Partikelgröße ist im Bereich des sichtbaren Lichts, wo Wassereis ein hohes Reflexionsvermögen besitzt und nahe 3µm, wo der Reflexionsgrad sehr gering ist, vernachlässigbar gering (Warren, 1982; Warren & Wiscombe, 1980). In Wellenlängenbereichen, wo Wassereis einen mittleren Reflexionsgrad besitzt, ist der Einfluss größer. Die größte Empfindlichkeit gegenüber der Partikelgröße konzentriert sich auf den Wellenlängenbereich zwischen 1,0 und 1,3µm (Dozier, 1989; Warren, 1982). Auf der Basis von Laboruntersuchungen ist in diesem Bereich der stärkste Abfall des Reflexionsgrads und zugleich die stärkste Zunahme der Absorptionstiefen zu beobachten. Die Untersuchung der Zusammenhänge zwischen den globalen Variationen der Partikelgröße von Wassereis und den geologischen Gegebenheiten erfolgte mittels zweier unterschiedlicher Methoden:

- Messung der Absorptionstiefen von Wassereis im Wellenlängenbereich kleiner als 1,3µm und
- Verhältnis der Absorptionstiefen von Wassereis der Wellenlängenbereiche größer als 1,3µm zu denen in Wellenlängenbereichen zwischen 1,0 und 1,3µm.

Im Wellenlängenbereich zwischen 1,0 und 1,3µm weist Wassereis zwei Absorptionen bei 1,04 und 1,25µm auf. Im vorhergehenden Kapitel wurde gezeigt, dass die Absorptionstiefen bei 1,5µm im Wesentlichen in Abhängigkeit des relativen Anteils von Wassereis variieren. Variieren die Absorptionstiefen bei 1,04 und 1,25µm ähnlich denen bei 1,5µm, bleibt die Partikelgröße von Wassereis über die Ganymedoberfläche konstant und nur der relative Anteil von Wassereis schwankt. Möglicherweise folgen die Variationen in der Partikelgröße denen des relativen Anteils von Wassereis mit relativ kleinen Partikeln im Bereich der Regiones (geringe Intensität) und größeren Partikeln in an Wassereis reichen Regionen (hohe Intensität) wie beispielsweise die Einschlagskrater. Variieren jedoch beide Parameter, das heißt der relative Anteil und die Partikelgröße, unabhängig voneinander, zerbricht diese Korrelation (siehe Kap. 5.2.3).

Die Abbildung 6.9 zeigt eine graphische Darstellung der Absorptionstiefen bei 1,04 und 1,25µm. Die beiden Absorptionen erreichen nur Intensitäten von maximal $5,7 \pm 0,6\%$ bei 1,04µm und $12,9 \pm 1,3\%$ bei 1,25µm (Tab. 6.4). Die einzelnen Messwerte sind je nach ihrer Lage in einer der drei geologischen Haupteinheiten farblich kodiert. Die Messwerte zeigen jedoch, dass keine eindeutige Korrelation zwischen diesen und den geologischen Einheiten von Ganymed existiert. Zwar sind die Messwerte im Bereich der Einschlagskrater noch von denen der Sulci abgrenzbar, liegen jedoch beide komplett im ausgedehnten Wertebereich der Regiones. Somit gilt auch, dass die Partikelgröße von Wassereis im globalen Maßstab auf Ganymed unabhängig vom relativen Anteil von Wassereis variiert.

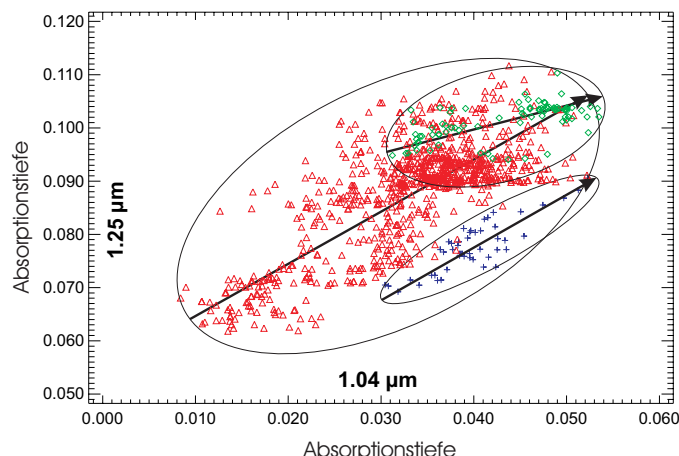


Abb. 6.9: Variationen der Absorptionstiefen von Wassereis bei 1,04 und 1,25 μm im Bereich der vom Jupiter abgewandten Hemisphäre (NIMS-Beobachtung G1GNGLOBAL) in Abhängigkeit der drei geologischen Haupteinheiten 1. Dunkle Gebiete der Regiones (rot), 2. helle Gebiete der Sulci (grün) und 3. helle Einschlagskrater (blau). Zur Verdeutlichung des Grades der Überlappung der drei Bereiche und der Richtung der größten Varianz (Pfeil) wurden die Datenpunkte jeder Geländeform durch eine Ellipse umschlossen (Diskussion im Text).

In den Abbildungen 6.10 und 6.11 sind die räumlichen Variationen der Absorptionstiefen bei 1,04 und 1,25 μm farbkodiert dargestellt. Beide Absorptionen weisen zueinander vergleichbare Variationen auf, welche sich jedoch deutlich von denen der Absorption bei 1,5 μm (Abb. 6.4) unterscheiden und mehr oder wenig unabhängig von den geologischen Einheiten sind. Relativ tiefe Absorptionen, das heißt relativ große Partikel von Wassereis konzentrieren sich in der äquatorialen Region zwischen ungefähr 40°N und 40°S. In Richtung der Pole nehmen die Intensitäten bzw. die Partikelgrößen ab. Der Übergang verläuft unabhängig von den geologischen Einheiten, so zum Beispiel quer durch die Bereiche der Einschlagskrater Hershef im Norden und Tashmetum im Süden der Heckseite sowie durch Galileo Regio auf der von Jupiter abgewandten Hemisphäre. Die Variationen werden deutlich in der graphischen Darstellung der Messwerte in Abhängigkeit der geographischen Breite (Abb. 6.12 und 6.13).

Die Intensitäten der beiden Absorptionen bei 1,04 und 1,25 μm verhalten sich genau entgegengesetzt zu den Variationen der Absorptionstiefen bei 1,5 μm (Abb. 6.6). Dies impliziert, dass der zunehmende Anteil von Wassereis in Richtung der polaren Regionen mit einer abnehmenden Partikelgröße von Wassereis einhergeht. Diese Beobachtung unterstützt die Annahme einer Bedeckung der polaren Regionen mit einer „frischen“ dünnen Schicht aus feinem Wassereis (Spencer, 1987). Die Konzentration größerer Partikel von Wassereis in den äquatorialen Regionen ist dagegen vor allem das Resultat der Erwärmung der Oberfläche während eines Tages (70 h). Bei einer Sublimation von Wassereispartikeln sublimieren zuerst die kleineren Partikel. Die größeren Partikel bleiben zurück und tragen somit zum Anwachsen der mittleren Partikelgröße mit der Zeit bei (Clark *et al.*, 1983).

Nach Clark *et al.* (1983) wachsen im äquatorialen Bereich von Ganymed relativ kleine Wassereispartikel (< 1 μm) in weniger als 10^5 Jahren zu einer Größe von 10 μm und innerhalb einer Million Jahre zu einer Größe von 1 mm heran. Dem entgegen wirken wiederum (mikro-) meteoritische Einschläge, die durch Zerstörung der Kristallstruktur die Bildung von amorphem Wassereis (Chapman & McKinnon, 1986; Mishima, 1996; Hansen & McCord, 2004) mit gleichzeitiger Verringerung der Partikelgröße bedingen, bis ein Gleichgewicht zwischen den entgegengerichteten Prozessen erreicht ist (Clark *et al.*, 1983).

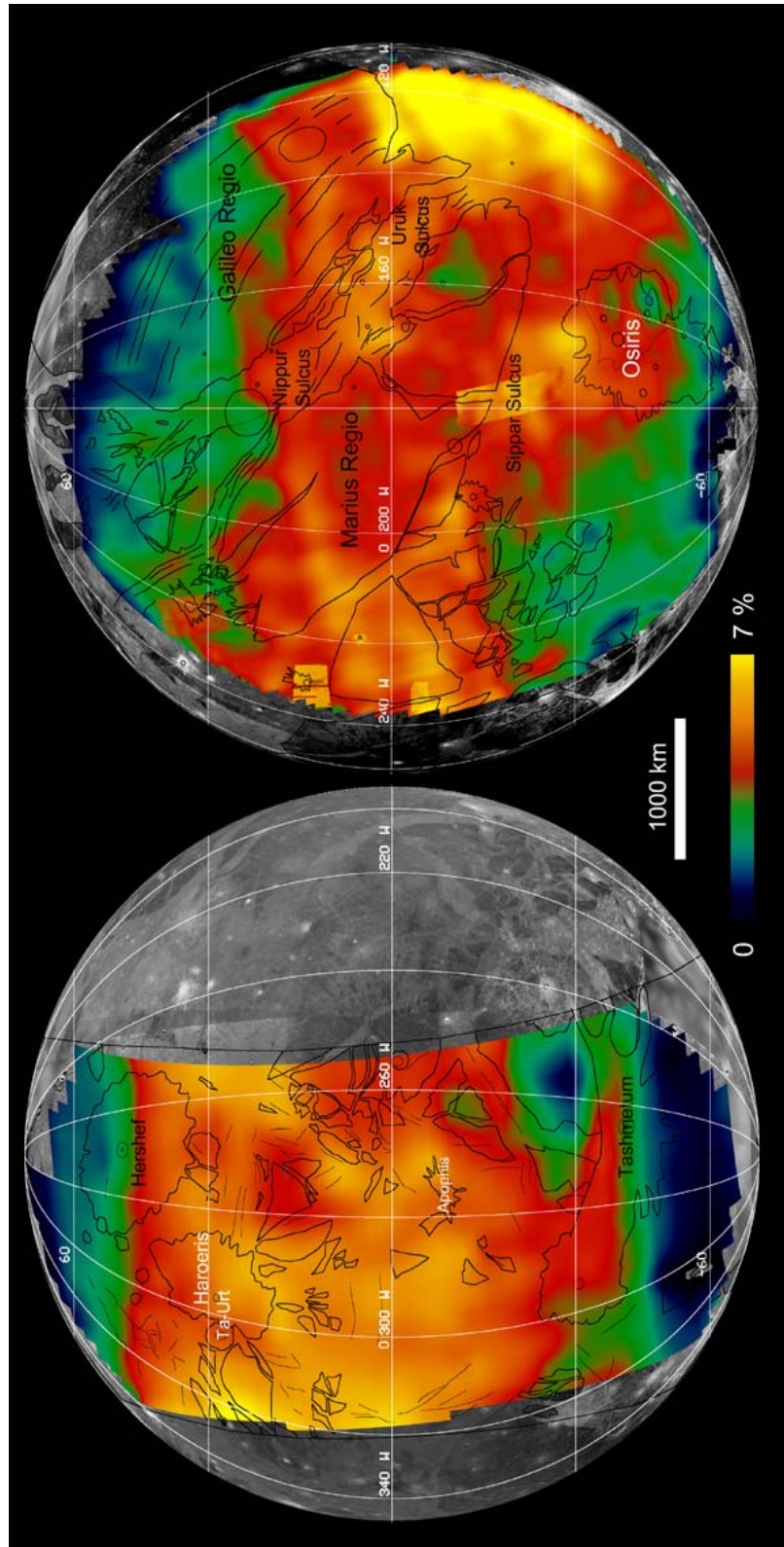


Abb. 6.10: Farbkodierte Variationen der Absorptionstiefen von Wasser bei $1,04\mu\text{m}$ für die Heckseite (links; NIMS-Beobachtung E6GGLOBAL) und die von Jupiter abgewandte Hemisphäre (rechts; NIMS-Beobachtung G1GGLOBAL). Die Variationen zeigen eine von den geologischen Haupteinheiten der Abbildung 6.1 und 6.2 deutlich unterschiedliche räumliche Verteilung so zum Beispiel im Bereich der Einschlagskrater Herschel und Tashmetum (E6GGLOBAL) und Galileo Regio und Nippur Sulcus (G1GGLOBAL). Untergeordnet treten regionale Variationen auf (Diskussion im Text).

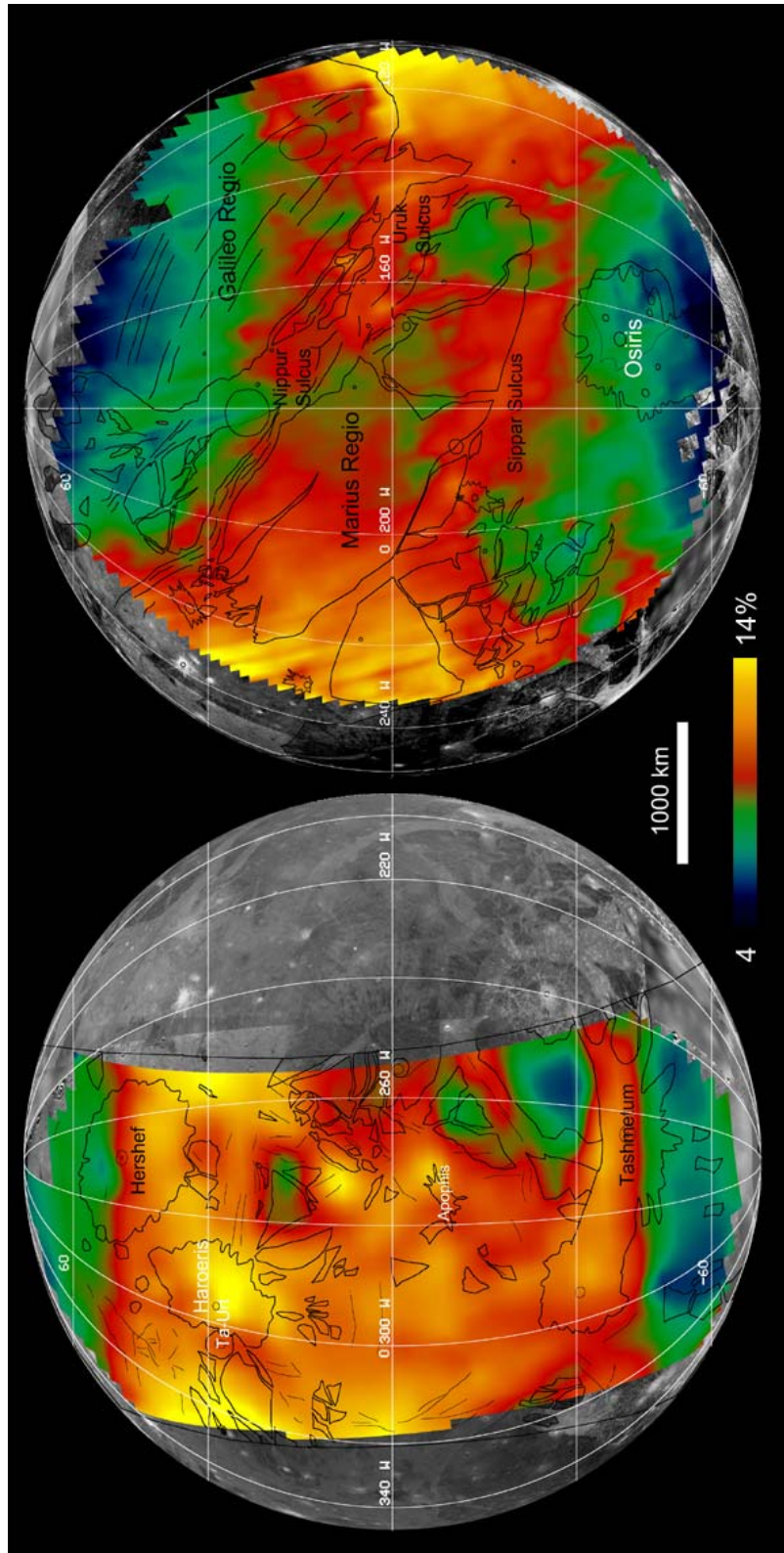


Abb. 6.11: Farbkodierte Variationen der Absorptionstiefen von Wasseris bei 1,25 μm für die Heckseite (links; NIMS-Beobachtung E6GNGLOBAL) und die von Jupiter abgewandte Hemisphäre (rechts; NIMS-Beobachtung G1GNGLOBAL). Die räumlichen Variationen ähneln denen bei 1,04 μm (Abb. 6.9). Untergeordnet treten regionale Variationen auf mit geringeren Intensitäten im Bereich der dunklen Gebiete (z.B. Marius Regio) und einer Zunahme der Intensitäten im Bereich der Sulci (z.B. Uruk und Sippur Sulcus). Eine leichte Zunahme der Intensitäten erfolgt ausgehend vom Zentrum der vom Jupiter abgewandten Hemisphäre (180° W) in westlicher und östlicher Richtung (Übergangsbereich zwischen Bug- und Heckseite des Mondes). Sie deutet auf hemisphärische Unterschiede hin (Diskussion im Text).

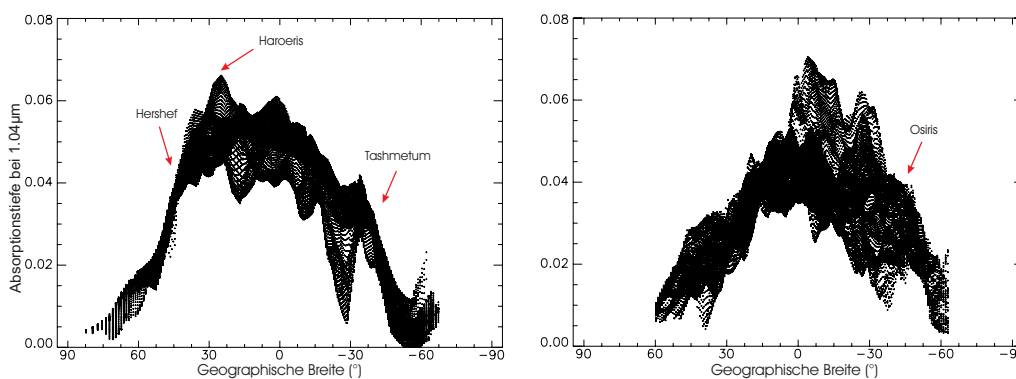


Abb. 6.12: Graphische Darstellung der Absorptionstiefen von Wassereis bei $1,04\mu\text{m}$ (Abb. 6.10) in Abhängigkeit der geographischen Breite für die Heckseite (links; NIMS-Beobachtung E6GNGLOBAL) und die von Jupiter abgewandte Hemisphäre (rechts; NIMS-Beobachtung G1GNGLOBAL) (Diskussion im Text).

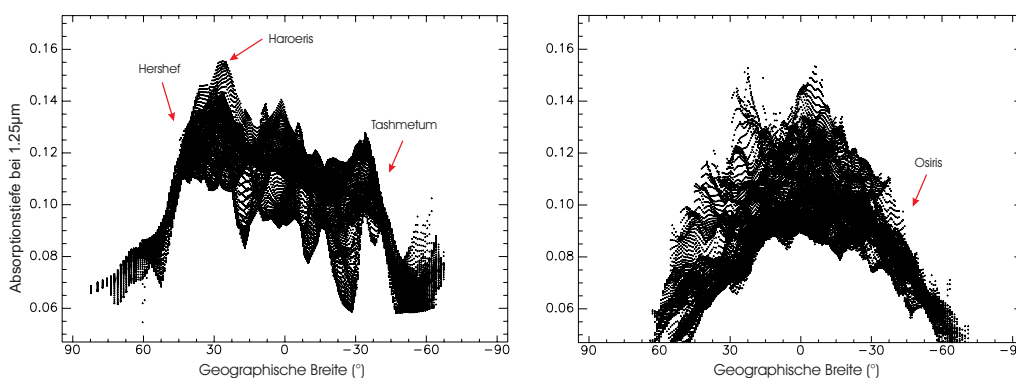


Abb. 6.13: Graphische Darstellung der Absorptionstiefen von Wassereis bei $1,25\mu\text{m}$ (Abb. 6.11) in Abhängigkeit der geographischen Breite für die Heckseite (links; NIMS-Beobachtung E6GNGLOBAL) und die von Jupiter abgewandte Hemisphäre (rechts; NIMS-Beobachtung G1GNGLOBAL).

Die Absorptionstiefen bei $1,04$ und $1,25\mu\text{m}$ deuten möglicherweise auf einen hemisphärischen Unterschied in der Partikelgröße von Wassereis hin. Jedoch überschreiten die Unterschiede in den Absorptionstiefen der von Jupiter abgewandte Hemisphäre und der Heckseite von Ganymed keine 2%. Verglichen mit dem maximalen absoluten Fehler von $\pm 1,3$ bei $1,04\mu\text{m}$ und $\pm 1,3$ für $1,25\mu\text{m}$ ist dies vernachlässigbar gering. In Tabelle 6.2 sind die mittleren Intensitäten nach den einzelnen Regionen aufgeschlüsselt. Die Beobachtung gilt nicht für die großen Einschlagskrater. Jedoch verdeutlichen die räumlichen Variationen der Absorptionstiefen bei $1,04$ und $1,25\mu\text{m}$ in den Abbildungen 6.10 und 6.11, dass diese Einschlagskrater teilweise in der äquatorialen Region (relativ große Wassereispartikel) und teilweise bereits im Bereich der polaren Regionen (relativ kleine Wassereispartikel) liegen. Hemisphärische Differenzen im Bereich der Einschlagskrater sind eher auf den unterschiedlichen Einfluss der polaren Ablagerungen zurückzuführen. Wie im vorhergehenden Kapitel dargestellt, werden vor allem auf der Heckseite von Ganymed Wassereismoleküle durch einfallende Partikel der Magnetosphäre von Jupiter aus dem Oberflächenmaterial herausgeschlagen. Dies lässt auch hemisphärische Differenzen in der Partikelgröße von Wassereis erwarten, die jedoch nicht zu beobachten sind. Möglicherweise hat sich jedoch bereits vor allem in den äquatorialen Bereichen der beiden Hemisphären ein Gleichgewicht zwischen Kristallwachstum und Zerstörung der Kristallstruktur infolge thermaler Segregation, Wechselwirkung mit einfallenden magnetosphärischen Partikeln und (Mikro) Meteoriten eingestellt.

Zu beachten ist, dass die Absorptionstiefen bei $1,04$ und $1,25\mu\text{m}$ zusätzlich von Variationen im relativen Anteil von Wassereis beeinflusst werden. Dies ist vor allem in Regionen zu erwarten wo die Partikelgröße konstant ist (siehe oben). Dieser Einfluss wird reduziert, wenn man das Verhältnis der Intensitäten von zwei Absorptionen misst (Gl 5.7, Kap. 5), die von Partikelgrößenunterschieden unterschiedlich beeinflusst werden (siehe Kap. 5). In Abbildung 6.14 sind diese Quotientenbilder der

Intensitäten aller Absorptionen von Wassereis dargestellt. Vor allem die Quotientenbilder, welche das Verhältnis zwischen den Intensitäten von nicht gesättigter Absorptionen bei längeren Wellenlängen ($> 1,3\mu\text{m}$, wie z.B. $1,5\mu\text{m}$) und denen bei kürzeren Wellenlängen ($< 1,3\mu\text{m}$, wie $1,04$ oder $1,25\mu\text{m}$) bilden, zeigen deutlich Variationen mit der geographischen Breite, die deutlicher ausgeprägt sind als die Absorptionstiefen bei $1,04$ und $1,25\mu\text{m}$ allein. Dies ist das Resultat des wellenlängenabhängigen Einflusses des relativen Anteils und der Partikelgröße von Wassereis. Dominiert der relative Anteil vor allem die Absorptionen oberhalb $3\mu\text{m}$, äußert sich dagegen der Einfluß der Partikelgröße vor allem vor $1,3\mu\text{m}$. Im Quotientenbild werden die Unterschiede zwischen beiden Messungen verstärkt. Ist die Information zum relativen Anteil an Wassereis gleich und die zur Partikelgröße in unterschiedlichem Maße enthalten, wird letztere im Quotientenbild verstärkt und die Information zum relativen Anteil von Wassereis reduziert.

<i>Absorptionsband</i>	<i>Dunkles Gebiet</i>	<i>Galileo Regio</i>	<i>Marius Regio</i>	<i>DT im SW</i>	<i>DT - Heckseite</i>
1,04	$\sim 0 - 5,7 (\pm 0,6)$	$3 (\pm 0,3)$	$3,6 (\pm 0,4)$	$2,9 (\pm 0,3)$	$4,1 (\pm 0,4)$
1,25	$6,5 (\pm 0,7) - 12,3 (\pm 1,3)$	$8,1 (\pm 0,8)$	$9,3 (\pm 1,0)$	$9,6 (\pm 1,0)$	$9,7 (\pm 1,0)$

<i>Absorptionsband</i>	<i>Helles Gebiet</i>	<i>Nippur + Uruk Sulcus</i>	<i>Sippar + Tiamat Sulcus</i>	<i>HT - Heckseite</i>
1,04	$4,6 (\pm 0,5) - 5,6 (\pm 0,6)$	$4,7 (\pm 0,5)$	$3,9 (\pm 0,4)$	$5,1 (\pm 0,5)$
1,25	$10,9 (\pm 1,1) - 12,9 (\pm 1,3)$	$10,2 (\pm 1,1)$	$10,1 (\pm 1,1)$	$11,8 (\pm 1,2)$

<i>Absorptionsband</i>	<i>Einschlagskrater auf der Heckseite</i>	<i>Einschlagskrater auf der von Jupiter abgewandte Hemisphäre</i>
1,04	$2,4 (\pm 0,3) - 4,2 (\pm 0,4)$	$3 (\pm 0,3) - 4,3 (\pm 0,4)$
1,25	$9,9 (\pm 1,0) - 12,8 (\pm 1,3)$	$6,7 (\pm 0,7) - 8,4 (\pm 0,8)$

Tab. 6.4: Mittelwerte der gemessenen Absorptionstiefen von Wassereis bei $1,04$ und $1,25\mu\text{m}$ (in %; + absoluter Fehler) aufgeschlüsselt für die drei geologischen Einheiten und deren Teilgebiete: 1. Regionen (oben), 2. Sulci (mittig), 3. Einschlagskrater (unten). Die vollständige Statistik befindet sich im Anhang der Arbeit.

Die Quotientenbilder zeigen somit die Variationen in der Partikelgröße separat von denen des relativen Anteils von Wassereis. Die Absorptionstiefen im Wellenlängenbereich zwischen $1,0$ und $1,3\mu\text{m}$ vertiefen sich stärker mit wachsender Partikelgröße als die Absorptionen bei Wellenlängen größer als $1,3\mu\text{m}$. Befinden sich die Absorptionstiefen mit einem verhältnismäßig geringen Einfluss der Partikelgröße im Zähler und die Absorptionstiefen bei $1,04$ bzw. $1,25\mu\text{m}$ mit einem größeren Einfluss der Partikelgröße im Nenner, ergibt sich für den Quotienten Folgendes:

- Die Partikelgröße steigt, wenn sich die Absorptionen bei kürzeren Wellenlängen stärker vertiefen als die Absorptionen bei längeren Wellenlängen. Der Wert des Quotienten nimmt ab.
- Die Partikelgröße sinkt, wenn sich die Absorptionen bei kürzeren Wellenlängen gegenüber denen bei längeren Wellenlängen weniger stark vertiefen. Der Wert des Quotienten nimmt zu.

In allen Quotientenbildern sind die Messwerte im Bereich des Äquators relativ niedrig, was ein Indikator für relativ große Wassereispartikel ist. Der Quotient nimmt in Richtung der polaren Regionen zu. Die Partikelgröße nimmt ab, was konform mit den Untersuchungen der Variationen in der Intensität der Absorptionen bei $1,04$ und $1,25\mu\text{m}$ entspricht. Jedoch ist in den Quotientenbildern der Übergang zwischen der äquatorialen und den beiden polaren Regionen deutlich unabhängiger von den geologischen Einheiten und folgt mehr der geographischen Breite (Abb. 6.14 und 6.15).

Eine Besonderheit bildet das Verhältnis der Absorptionstiefen bei 2 zu 1,5µm. Obwohl beide in Wellenlängenbereichen größer als 1,3µm liegen, zeigt das Quotientenbild ihrer Intensitäten die gleichen Variationen (Abb. 6.15). Die Besonderheit dieses Quotientenbildes liegt darin, dass sich das Verhältnis der Intensitäten der beiden Absorptionen zueinander umdreht. In den polaren Regionen, die von relativ kleinen Partikeln geprägt sind, ist die Absorption bei 2µm gegenüber der Absorption bei 1,5µm stets tiefer (Quotient > 1). Mit zunehmender Partikelgröße in Richtung des Äquators dreht sich das Verhältnis um. Die Absorption bei 1,5µm ist hier tiefer als die Absorption bei 2µm (Quotient < 1). Zusätzlich weist die Absorption bei 2µm Variationen in der Bandenform und der Wellenlängenposition auf. In den polaren Regionen ist die Bandenform relativ symmetrisch (Symmetrie = $1,132 \pm 0,04$) mit einer Wellenlängenposition bei $2,002 \pm 0,04\mu\text{m}$. In Richtung der äquatorialen Regionen werden die Banden zunehmend asymmetrisch (Symmetrie = $0,342 \pm 0,04$, siehe Abb. 5.14 in Kap. 5). Die Wellenlängenposition verschiebt sich bis zu $1,963 \pm 0,04\mu\text{m}$. Die Veränderungen in Form bzw. Symmetrie und Wellenlängenposition entsprechen denen der Intensität der Absorption (Abb. 6.16). Die Position verschiebt sich zu kürzeren Wellenlängen, wie die Intensität der Absorption abnimmt. Dies weist auf eine zunehmende Sättigung der Absorption bei 2µm in Richtung der äquatorialen Region infolge zunehmender Partikelgröße hin (*Grundy & Smith, 1998*). In der Regel vertiefen sich die Absorptionen mit wachsender Partikelgröße. Bei den stärkeren Absorptionen in Wellenlängenbereichen größer als 1,3µm tritt ab einer spezifischen Partikelgröße ein Sättigungseffekt ein. Die Intensität der Absorption nimmt nicht mehr zu, sondern wieder ab. Die Wellenlängenposition bei 1,5µm bleibt dagegen konstant. Der Effekt der Sättigung tritt somit nur bei der Absorption bei 2µm auf.

Bereits im Kapitel 5.2.3 wurde die Korrelation zwischen den Quotienten der Absorptionstiefen bei 2 und 1,5µm und der Partikelgröße von Wassereis erörtert. Bis zu einer Partikelgröße von 200µm nehmen die Intensitäten beider Absorptionen mit wachsender Partikelgröße zu. Ab einer Partikelgröße größer als 200µm gelangt die Absorption bei 2µm vollständig in den Bereich der Sättigung. Die Intensität sinkt mit zunehmender Partikelgröße. Die Intensität der Absorption bei 1,5µm steigt jedoch noch. Ab einer Partikelgröße größer als 500µm ist auch diese Absorption vollständig gesättigt. Mit wachsender Partikelgröße sinken jetzt die Intensitäten beider Absorptionen. Für Partikelgrößen bis maximal 50µm sind die beiden Absorptionen scheinbar noch vollständig ungesättigt. Dies würde die Obergrenze für die Wassereispartikel an den Polen bzw. im Bereich des Einschlagskraters Osiris sein. Mit wachsender Partikelgröße in Richtung des Äquators gelangt die Absorption zunehmend in die Sättigung, die Wellenlängenposition verschiebt sich. Für die Absorption bei 1,5µm wurde keine Verschiebung der Wellenlängenposition festgestellt. Sie befindet sich daher noch nicht vollständig in der Sättigung (*Grundy & Smith, 1998; Hibbitts, 2001*). Der Bereich, in dem die Absorption bei 1,5µm noch nicht, die Absorption bei 2µm jedoch bereits vollständig in der Sättigung ist, liegt etwa zwischen 50 und maximal 500µm. Dies geht konform mit Untersuchungen von *Hansen & McCord (2004)*, die auf der Basis von theoretischen Wassereismodellen auf Ganymed Partikelgrößen von mehr als 300µm erwarten und für den Einschlagskrater Osiris Partikelgrößen von 20 bis 50µm ($\pm 10\%$) angeben.

In Abbildung 6.17 sind die Quotienten der Absorptionstiefen von 2 und 1,5µm in Abhängigkeit der Partikelgröße von Wassereis (siehe Kap. 5) aufgezeigt. Im Vergleich mit den theoretischen Wassereismodellen schwanken die Partikelgrößen auf Ganymed zwischen etwa 1µm im Bereich der Polkappen und über 1mm nahe dem Äquator. Im Falle des Einschlagskraters Osiris (siehe auch Kap. 6.2.3.2), der vermutlich bereits im Einflussgebiet der polaren Ablagerungen von Wassereis liegt, entsprechen die Messwerte einer Partikelgröße zwischen 10 und 20µm. Dagegen zeichnet sich der hane dem Äquator gelegene an Wassereis reiche Einschlagskrater Tammuz (siehe Kap. 6.2.3.3) durch Partikelgrößen zwischen 500µm und 1mm aus.

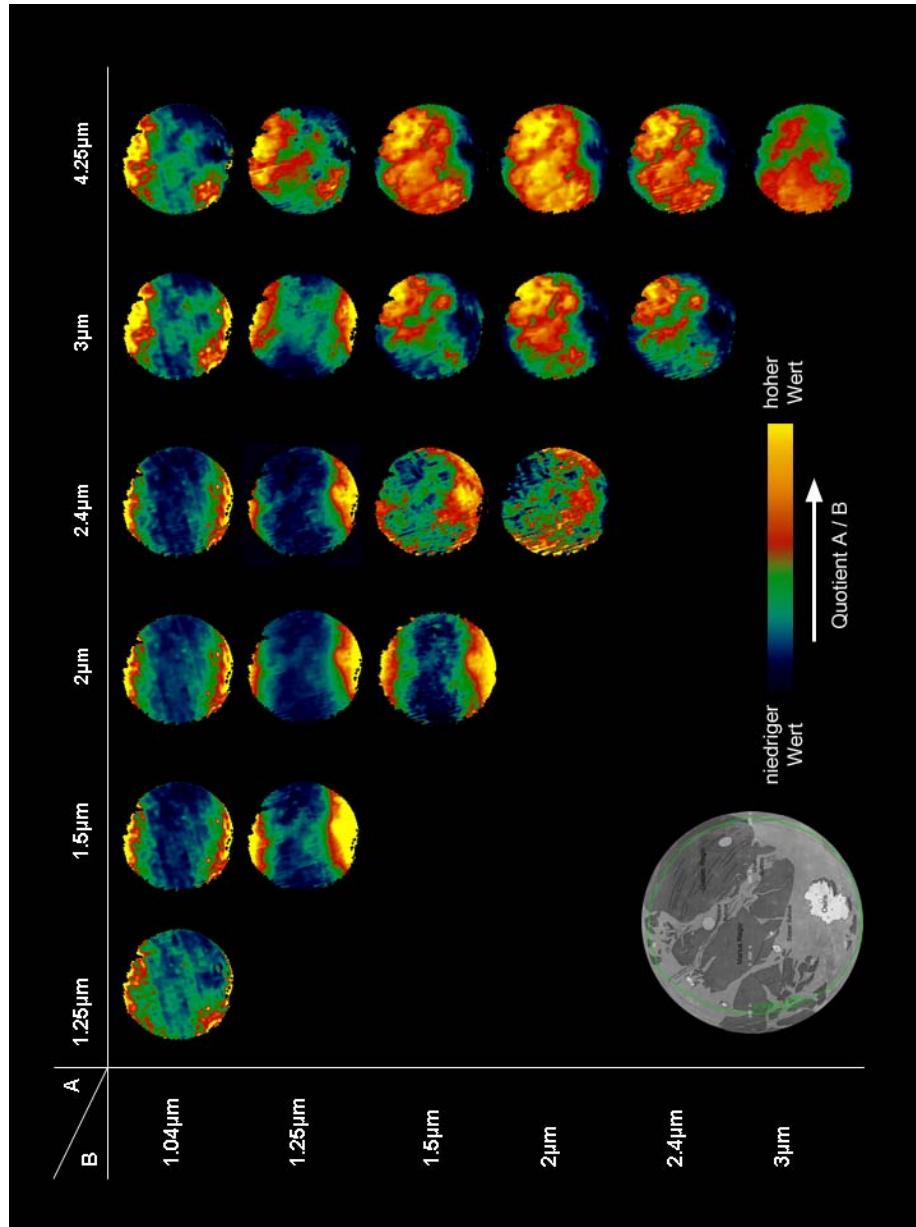


Abb. 6.14: Farbkodierte Darstellung der Quotientenbilder der gemessenen Absorptionstiefen am Beispiel der globalen Beobachtung GINGGLOBAL. Spektrale Variationen mit der geographischen Breite sind vor allem in Quotientenbildern zu beobachten, an denen die Absorptionen bei 1,04 oder 1,25µm und einer der anderen ungesättigten Absorptionen von Wassereis beteiligt sind. Von den übrigen Absorptionsbanden zeigt nur das Verhältnis der Absorptionstiefen bei 2 zu 1,5µm vergleichbaren Variationen (Diskussion im Text).

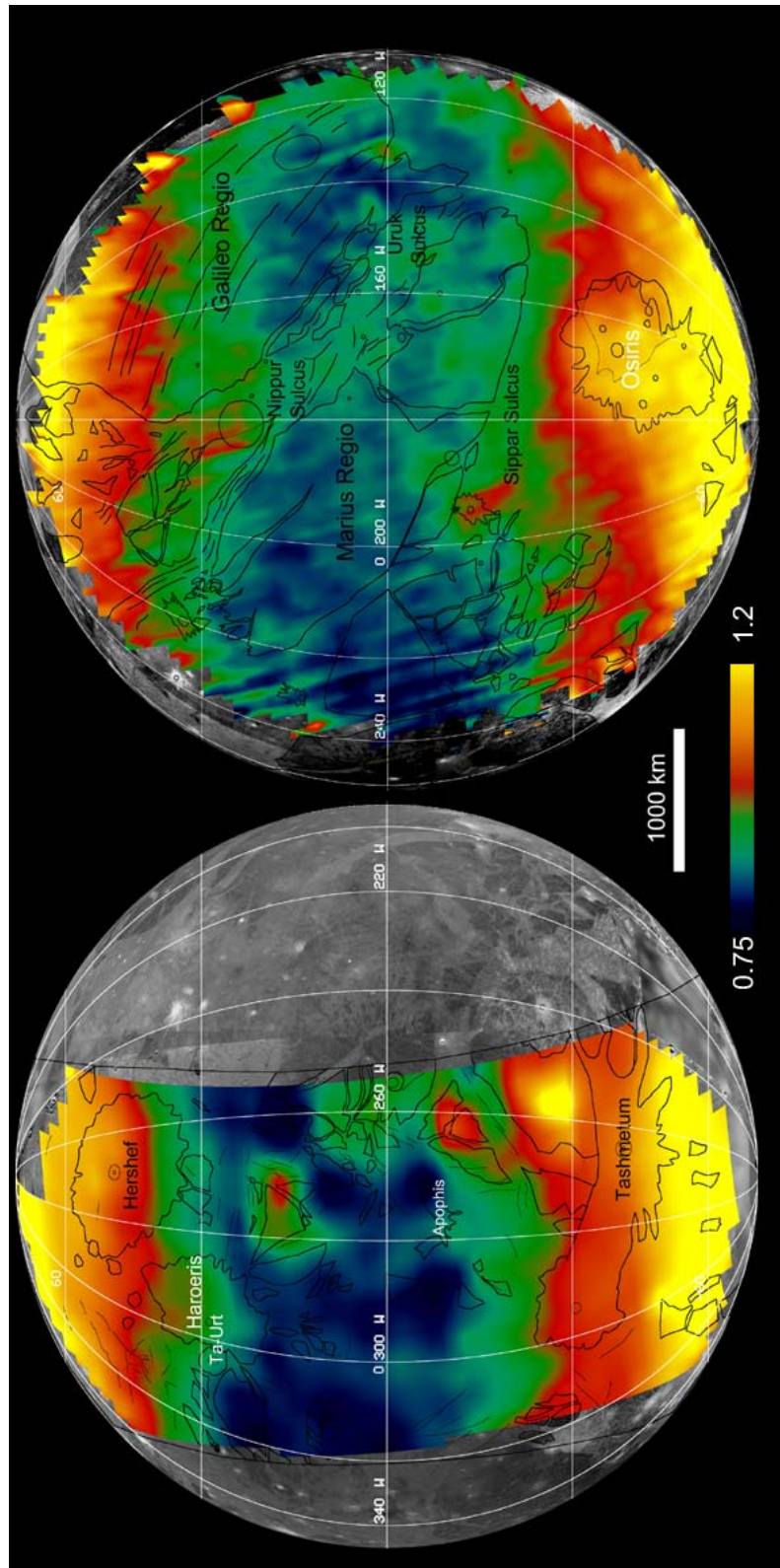


Abb. 6.15: Farbkodierte Darstellung des Verhältnisses der Absorptionstiefen von Wasseris bei 2 und 1,5µm im Bereich der Heckseite (links; NIMS-Beobachtung E6GNGLOBAL) und der von Jupiter abgewandten Hemisphäre (rechts; NIMS-Beobachtung G1GNGLOBAL. Niedrige Messwerte sind ein Indikator für relativ große Wassereispartikel, vor allem in den äquatorialen Regionen und hohe Werte für relativ kleine Wassereispartikel im Bereich der beiden Pole (Diskussion im Text).

Unterstützt wird die Annahme der Unterschiede in der Partikelgrößen durch den Vergleich der Mittelwertspektren der beiden polaren Regionen mit einem Mittelwertspektrum eisreicher Regionen nahe dem Äquator (v. a. Einschlagskrater inklusive Tammuz). Die Abbildung 6.18 zeigt diese Mittelwertspektren für die von Jupiter abgewandte Hemisphäre, welche mit der NIMS-Beobachtung G1NGLOBAL abgedeckt wurde. Zum Vergleich zeigt die Abbildung zusätzlich theoretische Wassereisspektren berechnet für die Beobachtungsgeometrie der NIMS-Beobachtung G1NGLOBAL (siehe Kap. 5). Das Mittelwertspektrum der äquatorialen Region unterscheidet sich zwischen 0,7 und 2,8 μm von denen der polaren Regionen vor allem durch den stärkeren Abfall des Reflexionsgrades in Richtung längerer Wellenlängen. Ein stärkerer Abfall vom sichtbaren Licht bis zu 2,8 μm ist die Folge der steigenden Partikelgröße, was auch die theoretischen Wassereisspektren deutlich zeigen (Warren, 1982; Dozier, 1989). In Wellenlängenbereichen größer als 3 μm zeigt feinkristallines Wassereis ein für geringe Partikelgrößen charakteristisches Reflexionsmaximum bei 3,6 μm (Delitzky & Lane, 1998; siehe Kap. 4). Bei anwachsender Partikelgröße verschwindet diese Reflexion zunehmend. Dieses Reflexionsmaximum ist deutlich in den Mittelwertspektren der polaren Regionen zu erkennen. Das Mittelwertspektrum der äquatorialen Region dagegen ist in diesem Wellenlängenbereich durch einen mehr oder weniger gleich bleibend niedrigen Reflexionsgrad gekennzeichnet, der für grobkristallines Wassereis typisch ist.

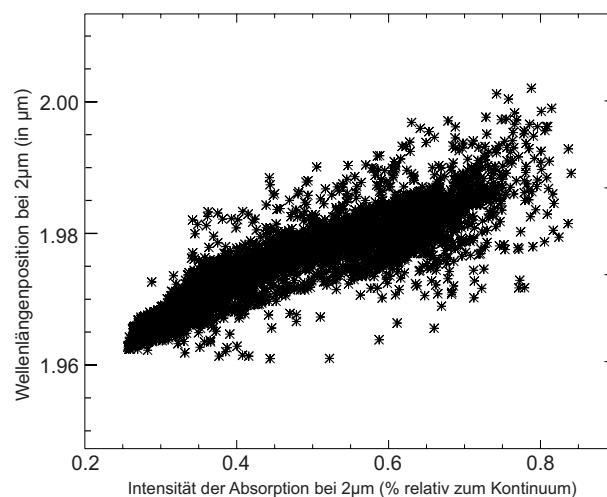


Abb. 6.16: Vergleich der Verschiebung der Wellenlängenposition der Absorption von Wassereis bei 2 μm in Abhängigkeit der Intensität, gemessen auf der von Jupiter abgewandten Hemisphäre (NIMS-Beobachtung G1NGLOBAL) (Erklärung im Text).

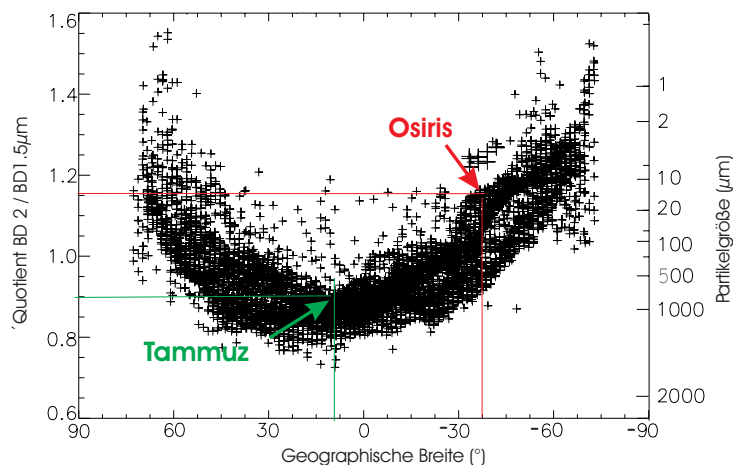


Abb. 6.17: Quotient der Absorptionstiefen bei 2 und 1,5 μm in Abhängigkeit der Partikelgrößen von Wassereis (siehe Kap. 5) im Bereich der von Jupiter abgewandten Hemisphäre (Erklärung im Text).

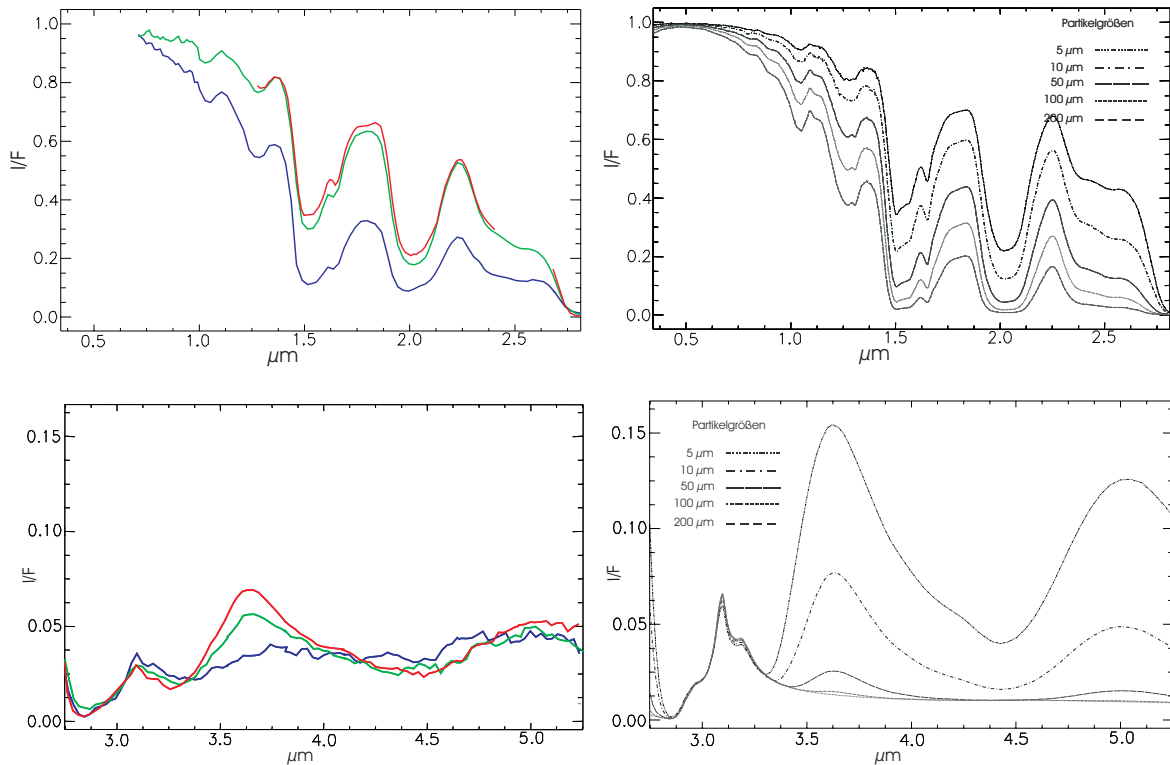


Abb. 6.18: Mittelwertspektren der äquatorialen und polaren Regionen in G1NGLOBAL (Äquatoriales Gebiet = blau; nördliche Polarregion = rot; südliche Polarregion mit Osiris = grün) im Vergleich mit theoretischen Spektren von Wassereis unterschiedlicher Partikelgrößen, berechnet für die Beobachtungsbedingungen während der Beobachtung G1NGLOBAL im Spektralbereich von 0,7 bis 2,7 μm (oben) und 2,7 bis 5,2 μm (unten) (Erklärung im Text).

Im vorhergehenden Kapitel wurde bereits darauf hingewiesen, dass sich Wassereispartikel vor allem in relativ kalten Regionen der Pole wiederablageren. Die lokale Oberflächentemperatur ist jedoch zusätzlich abhängig vom Oberflächenmaterial. Die Abbildung 6.19 zeigt einen Vergleich der Tages- und Nachttemperaturen auf Ganymed, welche von einem Photopolarimeter und Radiometer an Bord der Raumsonde Galileo für die drei geologischen Einheiten gemessen wurden (Orton *et al.*, 1996). Die Tagestemperaturen der Sulci sind im Allgemeinen um etwa 5 K niedriger verglichen mit den Regiones und die großen Einschlagskrater sind um weitere 20 K kühler (Spencer, 1987a; Orton *et al.*, 1996). Dagegen sind die Sulci während der Nacht um etwa 3 K wärmer als die Regiones. Die dunklen Gebiete besitzen demnach eine relativ hohe Wärmeleitfähigkeit, welche am Tage die Wärme leichter aufnehmen, jedoch in der Nacht das Oberflächenmaterial schneller abkühlen lässt. Die Sulci sind dagegen durch ihren höheren Anteil von Wassereis charakterisiert. Dies bedingt eine geringe Wärmeleitfähigkeit mit einer relativ niedrigen Temperatur während des Tages, die aber weniger stark während der Nacht abfällt.

Die hellen Einschlagskrater bleiben jedoch sowohl während des Tages als auch der Nacht kälter als die Sulci und die Regiones (Pappalardo *et al.*, 2004). Dies kann nur erklärt werden, wenn das Wassereis der großen Einschlagskrater eine geringere Partikelgröße besitzt als das Wassereis der Sulci. Eine abnehmende Partikelgröße lässt das Wärmeleitvermögen ansteigen. Dies trifft insbesondere für Osiris zu. Da die Heckseite generell größere Wassereispartikel aufweist, ist hier wie in den übrigen hellen und dunklen Gebieten die Wärmeleitfähigkeit (einschließlich der Einschlagskrater der Heckseite) geringer. Gelangen Wassereismoleküle aus der Magnetosphäre von Jupiter in die südlichen polaren Regionen von Ganymed, ist es möglich, dass sich diese ebenfalls in den stets kühlen Regionen des Einschlagskraters Osiris ablagern.

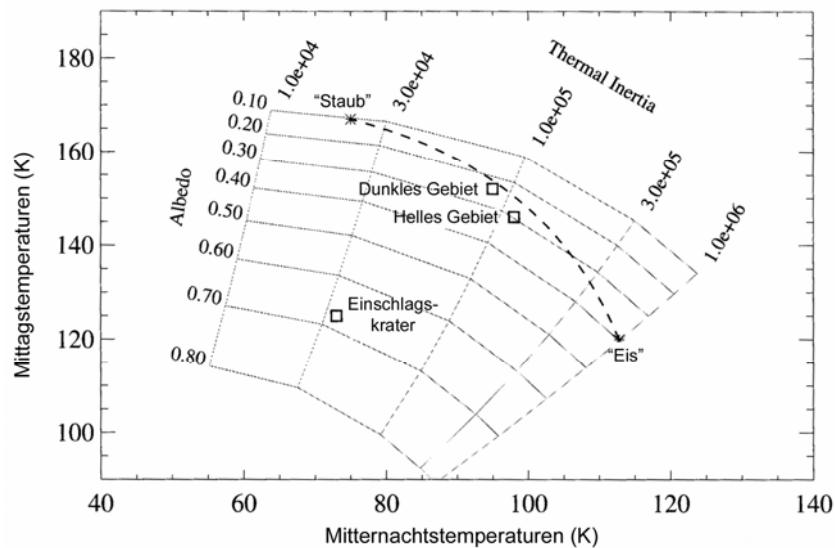


Abb. 6.19: Vergleich der Tages- und Nachttemperaturen auf Ganymed in Abhängigkeit der geologischen Einheiten der Ganymedoberfläche (Erklärung im Text) (nach: Pappalardo et al., 2004).

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass es signifikante globale Variationen in der Partikelgröße von Wassereis über die Ganymedoberfläche gibt. Die Partikelgrößen variieren jedoch nicht in Abhängigkeit der geologischen Einheiten, sondern eher mit der geographischen Position. So wurden relativ große Partikel in den äquatorialen Bereich gemessen. Relativ feine Partikel konzentrieren sich in den polaren Regionen von Ganymed. Geringe Partikelgrößen wurden vor allem in Regionen gemessen, die einen geringen Anteil von Wassereis aufweisen. Feine Partikel finden sich nur dort, wo ein hoher Anteil von Wassereis gemessen wurde ist. Dies geht konform mit der Annahme, dass der Einfall magnetosphärischer Partikel (v. a. auf der Heckseite) und thermal bedingte Sublimation von Wassereispartikeln vor allem in den äquatorialen Regionen die Ganymedoberfläche beeinflussen. Diese Wassereispartikel werden bevorzugt in kalten Regionen als feinkristalliner Frost wieder abgelagert. Relativ kleine Partikel im Bereich des Einschlagskraters Osiris nahe der Südpolarregion auf der von Jupiter abgewandten Hemisphäre werden ebenfalls auf polare Ablagerungen zurückgeführt. Sie repräsentieren demnach nicht das ursprüngliche Material des Einschlagskraters.

6.1.3 Gehalt an CO_2

Neben Wassereis sind die Reflexionsspektren durch eine Absorption von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ charakterisiert. Die Wellenlängenposition dieser Absorption wurde auf $4,258 \pm 0,004$ bestimmt, die über die gesamte Ganymedoberfläche konstant bleibt. Die gemessene Position entspricht derjenigen in den Arbeiten von *McCord et al.* (1997, 1998a) und *Hibbitts et al.* (2000, 2003b) und unterstützt daher deren Vermutung, dass es sich hier um gasförmiges CO_2 handelt. Da dieses unter Temperaturbedingungen, wie sie auf Ganymed herrschen (90 bis 170K) in freier Form nicht stabil ist und sich rasch verflüchtigen würde, wird vermutet, dass es im Oberflächenmaterial von Ganymed eingeschlossen ist. Die Analyse der räumlichen Verbreitung von CO_2 erfolgt dahingehend, in welchen geologischen Einheiten von Ganymed es sich konzentriert und ob es Zusammenhänge mit der Verbreitung von Wassereis und dessen Partikelgröße gibt. Ziel ist es, Hinweise zu finden, ob sich das CO_2 im Gesteinsmaterial oder im Wassereis (evtl. in Abhängigkeit von dessen Partikelgröße) befindet und welche Mechanismen seine Bildung, Einlagerung oder Verbleib im jeweiligen Wirtsmaterial ermöglichen konnten.

Die Abbildung 6.20 zeigt die Absorptionstiefen von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ in Abhängigkeit der geologischen Einheiten (siehe Abb. 6.1 und 6.2). Die Intensitäten sind denen der Absorption von Wassereis bei $1,5\mu\text{m}$ gegenübergestellt. Im Kapitel 6.1.1 wurde gezeigt, dass die Absorptionstiefen bei $1,5\mu\text{m}$ ein guter Indikator für den relativen Anteil von Wassereis sind und dieser wiederum im engen Zusammenhang mit den geologischen Einheiten steht.

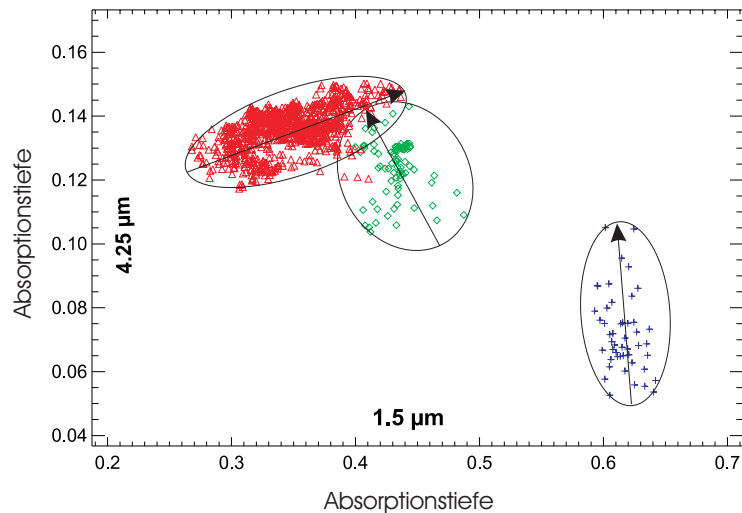


Abb. 6.20: Variationen der Intensität der Absorptionen von CO_2 in Abhängigkeit der drei geologischen Einheiten: 1. dunkle Gebiete der Regionen (rot), 2. helle Gebiete der Sulci (grün) und 3. helle Einschlagskrater (blau) im Vergleich mit den Variationen der Absorptionstiefen bei $1,5\mu\text{m}$ (siehe Abb. 6.4). Zur Verdeutlichung des Grades der Überlappung der drei Bereiche und der Richtung der größten Varianz (Pfeil), wurden die Datenpunkte jeder Geländeform durch eine Ellipse umschlossen (Erklärung im Text).

Scheinbar besteht für die Variationen der Absorptionstiefen bei $4,25\mu\text{m}$ ebenfalls eine Abhängigkeit von der jeweiligen geologischen Einheit. Im Bereich der großen Einschlagskrater wurden die niedrigsten Intensitäten gemessen und lassen zunächst auf den geringsten Anteil an CO_2 schließen. Die Messwerte der Sulci liegen deutlich höher und implizieren einen größeren Anteil von CO_2 . Der größte Anteil an CO_2 ist jedoch scheinbar in den dunklen Gebieten der Regionen konzentriert, wobei der Übergang im relativen Anteil von CO_2 von den Sulci zu den Regionen kontinuierlich verläuft. Die Korrelation ist nicht so eindeutig ausgeprägt, wie für die Absorptionen von Wassereis bei $1,5$, 2 und $2,4$ in Abbildung 6.3 a und b, das heißt, ein Absinken der Absorptionstiefe bei $1,5\mu\text{m}$ zieht nicht unbedingt ein Ansteigen der Absorptionstiefe von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ nach sich. Betrachtet man die räumlichen Variationen der Absorptionstiefen bei $4,25\mu\text{m}$ über die Ganymedoberfläche (Abb. 6.21), sind diese in der äquatorialen Region mit $15,4 \pm 1,6\%$ relativ hoch und nehmen zu den Polen hin bis zum vollständigen Verschwinden der Absorption.

Nur in einzelnen Regionen sind lokale Unterschiede zwischen den Regionen und Sulci Gebieten zu beobachten (z.B. im Bereich von Uruk und Sippar Sulcus). Jedoch unterscheiden sich die Mittelwerte der Regionen und Sulci nur um etwa 1% (Tab. 6.5). Dies liegt innerhalb des absoluten Messfehlers und ist somit vernachlässigbar gering.

Der Übergang von hohen zu niedrigen Intensitäten verläuft ähnlich wie die Variationen in der Partikelgröße von Wassereis, eher unabhängig von den geologischen Einheiten (Abb. 6.22). Deutlich ist der Abfall der Intensitäten in Richtung der Pole zu beobachten. Ab einer geographischen Breite von etwa 60°N bzw. 60°S verschwindet die Absorption fast vollständig. Die größere Streuung der Messwerte für die von Jupiter abgewandte Hemisphäre, reflektiert deren komplexere Verteilung über die gesamte Hemisphäre. Dies impliziert jedoch nicht notwendigerweise, dass CO_2 nur in den äquatorialen Regionen im Oberflächenmaterial enthalten ist.

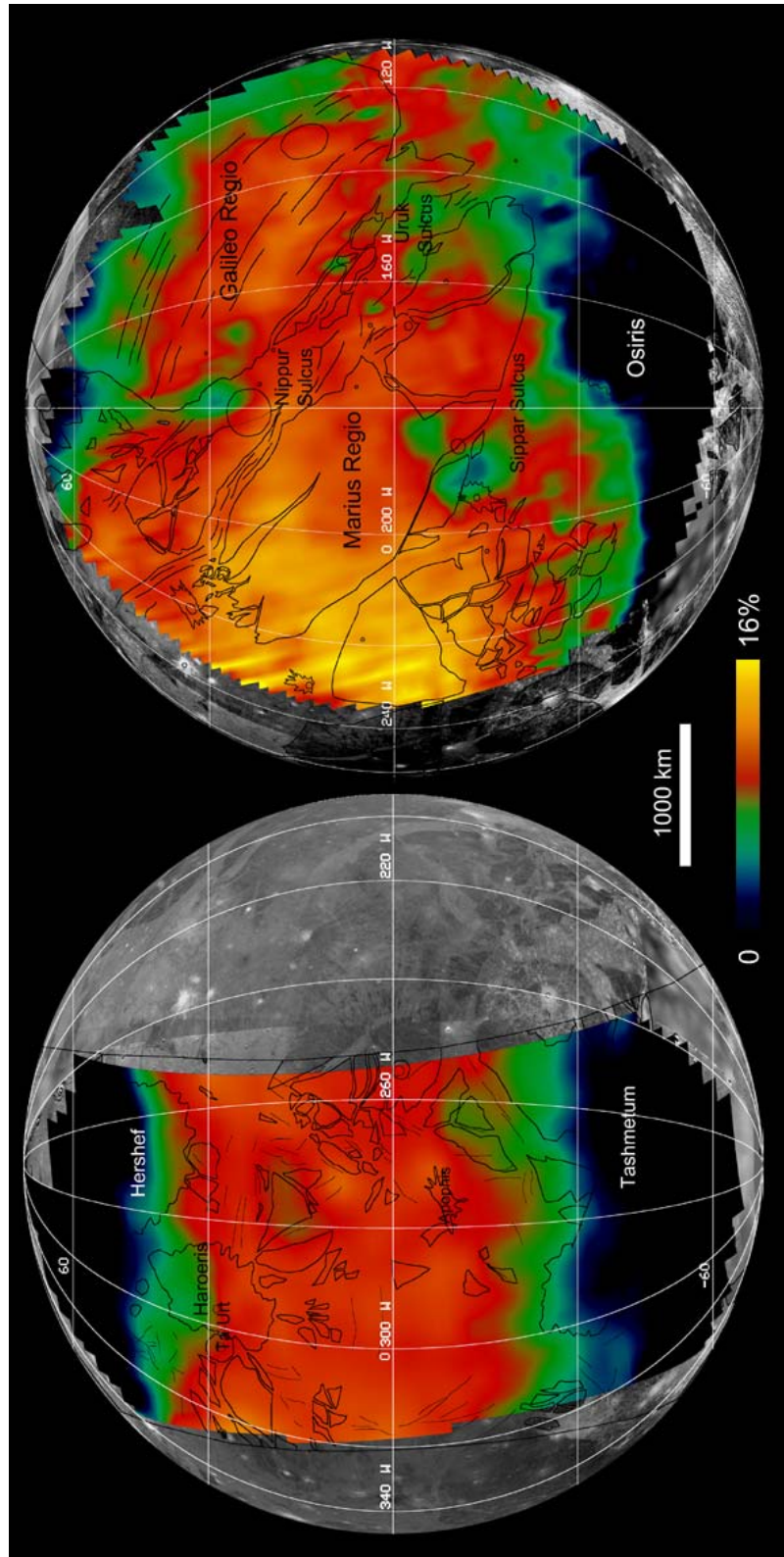


Abb. 6.21: Globale Variationen der Absorptionstiefen von CO₂ bei 4,25μm im Bereich der Heckseite (links, NIMS-Beobachtung E6NGLOBAL) und der von Jupiter abgewandten Hemisphäre (rechts, NIMS-Beobachtung G1GLOBAL) (Diskussion im Text).

<i>Absorption (μm)</i>	<i>Dunkle Gebiete</i>	<i>Galileo Regio</i>	<i>Marius Regio</i>	<i>DT im SW</i>	<i>Dunkles Gebiet auf der Heckseite</i>
4,25	11,4 ($\pm 0,1$)– 15,4 ($\pm 1,6$)	13,4 ($\pm 1,4$)	13,7 ($\pm 1,4$)	13,8 ($\pm 1,4$)	13,1 ($\pm 1,3$)

<i>Absorption (μm)</i>	<i>Helle Gebiete</i>	<i>Nippur + Uruk Sulcus</i>	<i>Sippar + Tiamat Sulcus</i>	<i>Helles Gebiet auf der Heckseite</i>
4,25	10,4 ($\pm 1,0$) – 14,4 ($\pm 1,5$)	12,8 ($\pm 1,3$)	12,1 ($\pm 1,2$)	13,4 ($\pm 1,4$)

<i>Absorption (μm)</i>	<i>Einschlagskrater auf der Heckseite</i>	<i>Einschlagskrater auf der von Jupiter abgewandte Hemishäre</i>
4,25	5,1 ($\pm 0,5$) – 9,5 ($\pm 1,0$)	5,4 ($\pm 0,6$) – 8,6 ($\pm 0,9$)

Tab. 6.5: Mittelwerte der gemessenen Absorptionstiefen (in %) von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ (+ absoluter Fehler) aufgeschlüsselt für die drei geologischen Einheiten und deren Teilgebiete: 1. Regionen (oben), 2. Sulci (mittig), 3. Einschlagskrater (unten). Die vollständige Statistik befindet sich im Anhang der Arbeit.

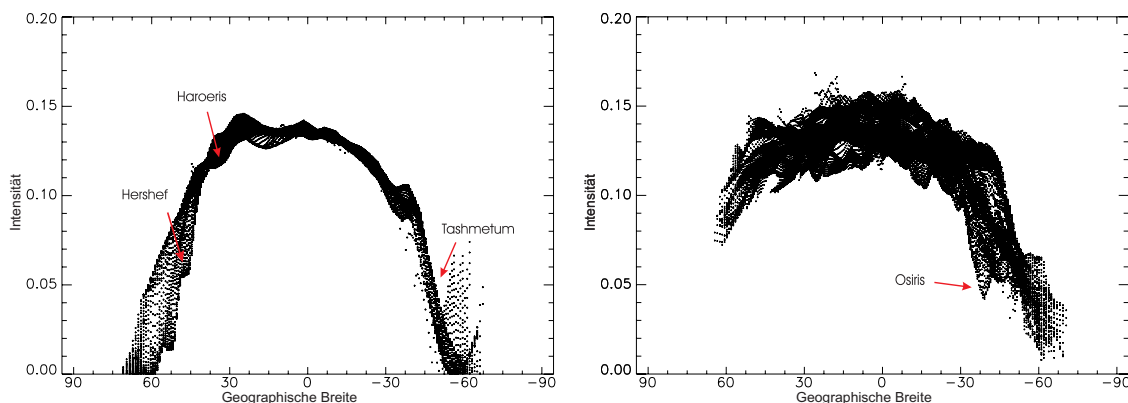


Abb. 6.22: Graphische Darstellung der globalen Variationen in den Absorptionstiefen von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ in Abhängigkeit der geographischen Position im Bereich der Heckseite (links, NIMS-Beobachtung E6GNGLOBAL) und der von Jupiter abgewandten Hemisphäre (rechts, NIMS-Beobachtung G1GNGLOBAL). Die größere Streuung der Messwerte auf der von Jupiter abgewandten Hemisphäre entspricht den regionalen Variationen in Abbildung 6.19, da sich die Messwerte über den gesamten geographischen Längenbereich der NIMS-Beobachtung erstreckt (Erklärung im Text).

Möglicherweise ist in den polaren Regionen vorhandenes CO_2 durch die an Dicke zunehmenden polaren Ablagerungen maskiert. Dies gilt ebenfalls für die großen Einschlagskrater, die nur geringe Absorptionstiefen von CO_2 aufweisen. Es wurde bereits gezeigt, dass sich in den mehr oder weniger gleich bleibend kalten Regionen der Pole bevorzugt feinkristallines Wassereis abgelagert und sich auch die großen Einschlagskrater in dessen Einflussbereich befinden (siehe oben).

In der Abbildung 6.23 sind die Mittelwertspektren für die Regionen mit einem unterschiedlichen Absorptionstiefen von CO_2 dargestellt. Die Mittelwertspektren ähneln denen in Abbildung 6.5 (Kap. 6.1.1), welche den wechselnden Anteil von Wassereis repräsentieren. Im Wellenlängenbereich um $4,25\mu\text{m}$ unterscheiden sich die Spektren deutlich im Reflexionsgrad. In Abbildung 6.24 sind die gemessenen Absorptionstiefen von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ dem Reflexionsgrad im Bereich des Absorptionsmaximums gegenübergestellt. Bis zu einem Reflexionsgrad von etwa 0,03 besteht eine deutliche lineare Korrelation zwischen dem Reflexionsgrad und der Absorptionstiefe. Steigt der Reflexionsgrad über 0,03 bleibt die Intensität der Absorption von CO_2 jedoch mehr oder weniger konstant.

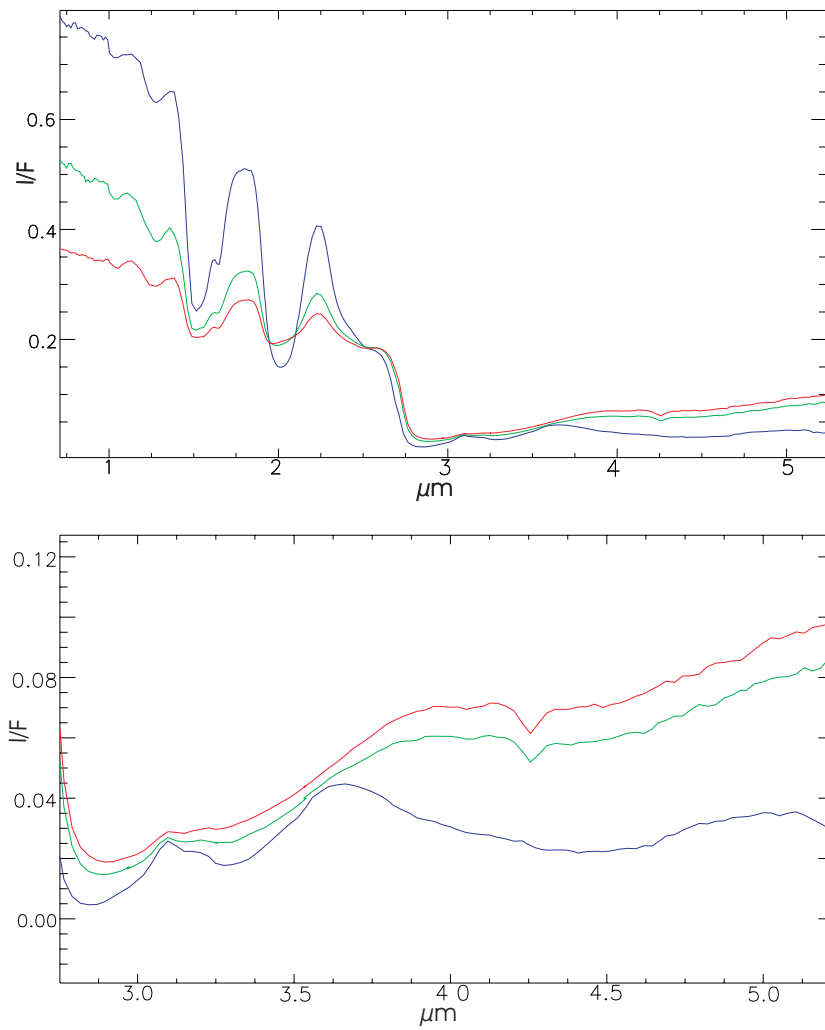


Abb. 6.23: Mittelwertspektren von Regionen der beiden globalen NIMS-Beobachtungen aus Abb. 6.21 unterschieden nach ihrer Absorptionstiefe von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ (0% - blau; 10% - grün; 16% - rot) im gesamten Spektralbereich von NIMS (links).

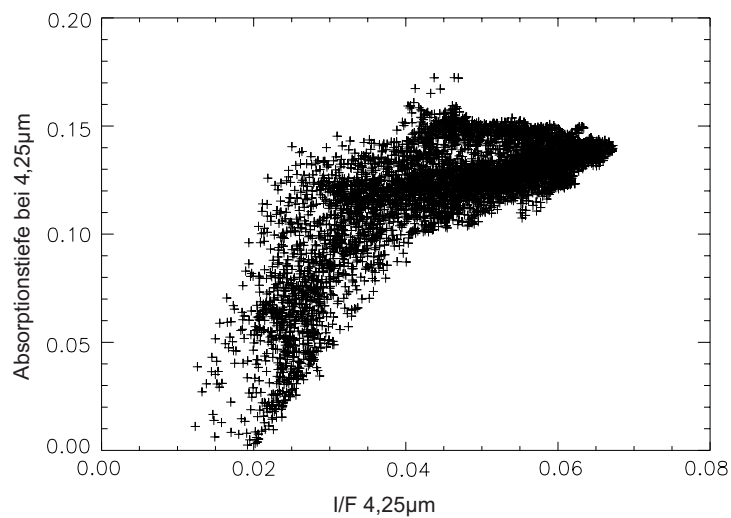


Abb. 6.24: Graphische Darstellung des globalen Zusammenhangs zwischen der Intensität der Absorption von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ und dem Reflexionsgrad im Bereich des Absorptionsmaximums (Erklärung im Text).

Die Untersuchungen der globalen Variationen in der Absorptionstiefe von CO₂ bei 4,25µm verdeutlichen, dass die gemessenen Intensitäten kein direkter Indikator für die Verbreitung von CO₂ im Oberflächenmaterial von Ganymed sind, sondern vom Reflexionsvermögen im Bereich der Absorption bei 4,25µm abhängig sind. Je geringer der Reflexionsgrad, desto geringer ist die Detektierbarkeit der Absorption. Die globalen Variationen in den Absorptionstiefen bei 4,25µm geben daher keinen direkten Nachweis für einen Zusammenhang zwischen der Verbreitung von CO₂ im Oberflächenmaterial von Ganymed und dessen geologischen Einheiten bzw. deren Bildungsprozessen. Dies steht im Gegensatz zu den Arbeiten von *Hibbitts et al.* (2003 b), welche die Absorptionstiefen bei 4,25µm als wechselnden Gehalt an CO₂ interpretieren und somit schlussfolgern, dass sich CO₂ vor allem in Bereichen, in denen zugleich ein hoher Anteil von Gesteinsmaterial vorherrscht, konzentriert.

6.1.4 Spektrale Eigenschaften des Gesteinsmaterials

Der abnehmende Anteil von Wassereis im Oberflächenmaterial von Ganymed geht stets einher mit der Erhöhung der Konzentration von Gesteinsmaterial. Auf der Basis von Kameradaten der Raumsonde Galileo mit räumlichen Auflösungen von etwa 10 m pro Pixel wurden Regionen auf der Ganymedoberfläche identifiziert, wo als Folge der thermal bedingten Entmischung von Gesteinsmaterial und Wassereis und gravitativen Massenverlagerungen (siehe Kap. 2) das Gesteinsmaterial separat von Wassereis aufgeschlossen ist (*Spencer et al.*, 1987, *Oberst et al.*, 1999; *Pappalardo et al.*, 2004). Jedoch reicht die räumliche Auflösung von NIMS nicht aus, um die spektralen Signaturen der beiden Komponenten getrennt voneinander zu erfassen. Daher ist in den Reflexionsspektren das Gesteinsmaterial stets mit wechselnden Anteilen von Wassereis vermischt bzw. Wassereis ist in jedem analysierten Spektrum präsent. Die höchste Konzentration von Gesteinsmaterial wurde im Rahmen der Untersuchung der globalen Zusammenhänge der Reflexionseigenschaften der Ganymedoberfläche für das dunkle Gebiet der *Regiones* festgestellt. Die Abbildung 6.25 beinhaltet ein Reflexionsspektrum von Ganymed, welches den höchsten Anteil von Gesteinsmaterial aufweist. Zur besseren Charakterisierung des Gesteinsmaterials wurde eine initiale Reduzierung der spektralen Signatur von Wassereis nach *McCord & Hansen* (2001) durch Subtraktion des entsprechenden Spektrums von Wassereis von der spektralen Mischung durchgeführt. Die Methode beruht auf der Annahme einer makroskopischen Mischung von Wassereis und dem Gesteinsmaterial im dunklen Gebiet von Ganymed (*McCord et al.*, 1997; *Prockter et al.*, 1998; *Hibbitts et al.*, 2001). Im resultierenden Spektrum sind die Absorptionen von Wassereis bei 1,04 und 1,25µm und das Fresnel'schen Reflexionsmaximum bei 3,1µm verschwunden. Jedoch sind leichte Absorptionen von Wassereis nahe 1,5 und 2µm weiterhin zu erkennen. Der Einfluss des Gesteinsmaterials auf die Reflexionseigenschaften des Oberflächenmaterials von Ganymed lässt sich wie folgt charakterisieren.

- ***Reflexionsgrad zwischen 0,7 und 2,7µm***

Vor allem im Wellenlängenbereich zwischen 0,7 und 2,7µm ist mit zunehmendem Anteil von Gesteinsmaterial eine starke Erniedrigung des Reflexionsgrades zu beobachten. Dies ist charakteristisch für im sichtbaren Licht dunkle, das heißt stark absorbierende Materialien (*Warren & Wiscombe*, 1980). Bereits ein geringer Anteil an Gesteinsmaterial verursacht einen deutlichen Abfall des Reflexionsgrad im sichtbaren Licht, wo Wassereis hochgradig transparent ist (*Warren & Wiscombe*, 1980). Mit zunehmendem Anteil breitet sich diese Erniedrigung in Richtung größerer Wellenlängen aus. Dieser Effekt wird noch verstärkt, wenn das Wassereis und das Gesteinsmaterial auf mikroskopischer Ebene (engl.: *intimate mixture*) bereits miteinander vermischt sind. Die Verunreinigungen befinden sich dann innerhalb der Wassereispartikel, da das einfallende Licht auf die absorbierenden Bestandteile fokussiert wird (*Grenfell et al.*, 1981; *Chýlek et al.*, 1983; *Bohren*, 1986). So geben

Warren & Wiscombe (1980) auf der Basis von Laboruntersuchungen mit Wassereis und Ruß an, dass bereits 0,1 Millionstel Gewichtsprozent der Verunreinigungen den Reflexionsgrad im sichtbaren Licht beeinflussen.

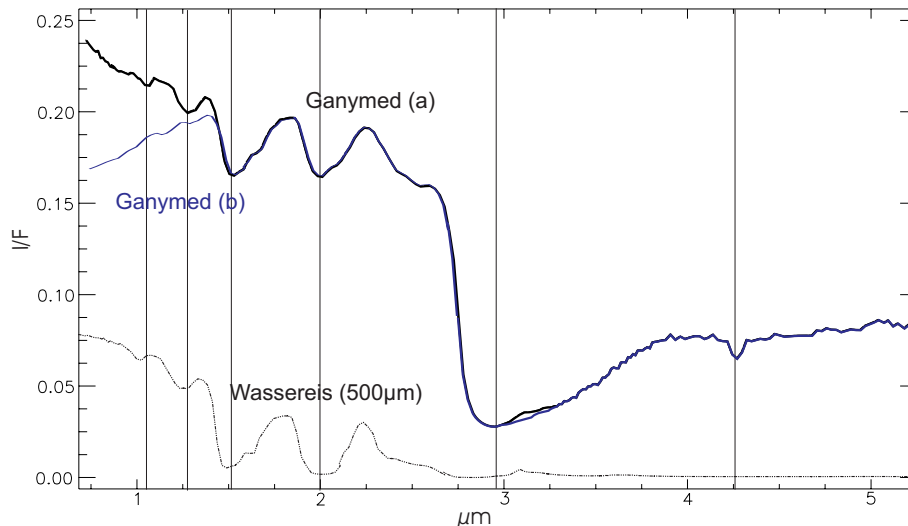


Abb. 6.25: Vergleich des Reflexionsspektrums von Ganymed, welches die höchste Konzentration von Gesteinsmaterial aufweist vor (a) und nach (b) einer Reduktion der spektralen Signatur von Wassereis nach McCord et al. (2001) durch Subtraktion des Spektrums von Wassereis von der Mischung (mittlere Partikelgröße von 500µm) (Beschreibung im Text).

- **Absorptionen von Wassereis**

McCord et al. (1999) beobachteten eine Verschiebung in der Wellenlängenposition der Absorptionen von Wassereis bei 1,5 und 2µm (Kap. 3.2) in Richtung kürzerer Wellenlängen. Nach ihnen entsprechen diese Wellenlängenpositionen denen von hydratisierten Mineralen, wie sie bereits für das Oberflächenmaterial von Europa festgestellt wurden (McCord et al., 1998, 1999, 2001). Die Hydrate auf Europa werden vor allem als hydratisierte, gefrorene Salzlösungen (MgSO₄, eventuell mit etwas Na₂SO₄ und H₂SO₄) interpretiert. McCord et al. (2001) postulieren, dass das Gesteinsmaterial auf Ganymed eine ähnliche Zusammensetzung besitzt wie auf Europa. Sie vermuten darin Salzlösungen oder Ablagerungen, welche aus Salzlösungen geformt wurden und an vielen Lokalitäten die Oberfläche von Europa erreichen. Dies ist konsistent mit den Ergebnissen der Messungen des Magnetometers an Bord der Raumsonde Galileo, welche auf eine leitende Flüssigkeit in den oberen Schichten von Ganymed hinweisen (Kivelson et al., 2002). Mit zunehmender Erniedrigung des Reflexionsgrades nehmen die Absorptionstiefen von Wassereis in den vorliegenden NIMS-Spektren von Ganymed ab. Dabei wurden mit Ausnahme der Absorption bei 2µm keine Verschiebungen in der Wellenlängenposition gemessen, welche eindeutige Indikatoren für Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung und für das Vorhandensein von hydratisierten Mineralen, wie sie nach McCord et al. (2001) im Gesteinsmaterial von Ganymed vermutet werden, sein könnten. In Kapitel 6.1.2 wurde gezeigt, dass auch die Verschiebung der Wellenlängenposition der Absorption von Wassereis bei 2µm in Richtung kürzerer Wellenlängen kein Effekt von Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung ist, sondern das Resultat der zunehmenden Sättigung dieser Absorption infolge von Änderungen der Partikelgröße von Wassereis darstellt (Grundy & Smith, 1998).

In Abbildung 6.26 ist das Reflexionsspektrum mit dem höchsten Anteil von Gesteinsmaterial im Vergleich mit Laborspektren eines typischen hydroxylierten (Pyrophyllit) und eines hydratisierten (Epsomit) Minerals dargestellt. Auch eine Reduzierung der spektralen Signatur ändert nicht die Wellenlängenposition der beiden Absorptionen, was gegen hydratisierte und auch hydroxylierte Minerale spricht. Hydroxylierte Minerale zeigen eine typische Absorption bei 1,4µm und hydratisierte

Minerale sind charakterisiert durch Absorptionen bei 1,4 und 1,9 μm (siehe Kap. 4). Zusätzlich weisen hydratisierte Minerale anstatt einer Absorption bei 1,04 μm eine leicht in der Wellenlängenposition verschobene Absorption bei 1 μm auf, die aber im Reflexionsspektrum von Ganymed nach der Reduzierung der spektralen Signatur von Wassereis nicht zu identifizieren ist. Residuen einer unvollständigen Entfernung der spektralen Signatur von Wassereis sind nicht auszuschließen. Sie begründen sich zum einen in der Schwierigkeit der Bestimmung der Partikelgrößen von Wassereis, welche den entscheidenden Faktor der erfolgreichen Anwendung des Algorithmus ausmacht und der möglicherweise wenigstens teilweise bereits auf mikroskopischer Ebene vermischten Komponenten. Ein linearer Zusammenhang zwischen Spektren der Einzelkomponenten wäre dann nicht mehr gegeben (siehe Kap. 3). Ein Nachweis für hydratisiert und/oder hydroxylierte Minerale kann daher nicht bestätigt werden. Jedoch ist nicht auszuschließen, dass der relative Anteil von Gesteinsmaterial zu schwach bzw. die Absorptionen von Wassereis zu dominant sind, so dass Verschiebungen der Wellenlängenpositionen in den Reflexionsspektren von Ganymed nicht identifiziert werden können.

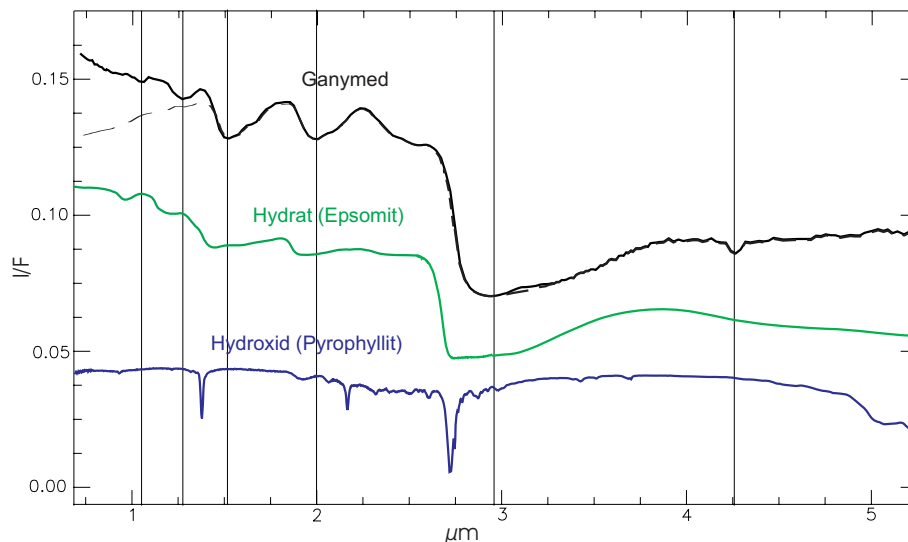


Abb. 6.26: Beispielspektren von typischen hydratisierten und hydroxylierten Mineralen im Vergleich mit den Reflexionsspektren von Ganymed aus Abbildung 6.25 mit der höchsten Konzentration von Gesteinsmaterial. Die Mineralspektren repräsentieren kombinierte Einzelmessungen im Wellenbereich von 0,4 bis 2,5 μm (Groove et al., 1992) und 2,1 bis 25 μm (Salisbury, 1991b) (Beschreibung im Text).

Ursprung des Gesteinsmaterials

Auf der Basis der globalen Zusammenhänge zwischen den geologischen Gegebenheiten und den spektralen Variationen wurde kein Nachweis für einen endogenen Ursprung des Gesteinsmaterials auf der Ganymedoberfläche identifiziert. Bisher wurden nur Einschlagskrater beobachtet, deren Krater- und Auswurfmaterial sehr reich an Wassereis sind. Diese Beobachtung stärkt die Vermutung, dass unter der Oberfläche nur eisreiches Material vorhanden ist und daher als Quelle des Gesteinsmaterials nicht in Frage kommt. Diese Annahme wird ebenfalls durch Radar-Beobachtungen gestützt (Ostro et al., 1992).

Dagegen ist jedoch ein exogener Ursprung möglich. Das dunkle Gebiet der Regiones, in denen sich der höchste Anteil von Gesteinsmaterial konzentriert, ist zugleich die älteste geologische Einheit von Ganymed (> 4 Mrd. Jahre, siehe Kap. 2). Es ist daher die geologische Einheit, die am längsten den Einflüssen des interplanetaren Raums ausgesetzt war. Möglicherweise ist der hohe Anteil von Gesteinsmaterial in den Regiones das Resultat des Eintrages von Gesteinsmaterial zum Wassereis der Ganymedoberfläche infolge meteoritischen Bombardements (Squyres, 1980). Zu den möglichen Einschlagskörpern zählen vor allem die das Jupitersystem kreuzenden Asteroiden und Kometen

(Shoemaker & Wolfe, 1982; Shoemaker et al., 1982, Schenk & McKinnon, 1991, Neukum, 1997, Zahnle et al., 2003) und Staub oder Trümmer der kleineren äußeren Jupitermonde (Pollack et al., 1978).

Aufgrund der dominanten spektralen Signatur von Wassereis ist ein Vergleich zwischen den Reflexionsspektren von Ganymed mit denen von Asteroiden erschwert. Der Nachbarmond Callisto weist, ähnlich dem dunklen Gebiet von Ganymed, einen hohen Anteil von Gesteinsmaterial auf. Im Gegensatz zu Ganymed weist Callisto jedoch Reflexionsspektren auf, die fast nur die spektrale Signatur von Gesteinsmaterial enthalten. Womöglich handelt es sich im Fall von Ganymed und Callisto um Gesteinsmaterial ähnlicher Zusammensetzung. Dies ist wahrscheinlich, wenn das Gesteinsmaterial auf Ganymed das Resultat meteoritischen Bombardements ist. Aufgrund ihrer Position im Jupitersystem und ihrer Nähe zueinander befinden sie sich im Einzugsbereich der gleichen Einschlagskörper. Der Vergleich der spektralen Eigenschaften des Gesteinsmaterials von Ganymed mit Reflexionsspektren, welche die spektralen Eigenschaften möglicher Einschlagskörper repräsentieren, erfolgt daher zusammen mit dem Reflexionsspektrum von Callisto.

Die Abbildung 6.27 zeigt die Reflexionsspektren von Ganymed und Callisto mit der jeweils höchsten Konzentration von Gesteinsmaterial. Im Wellenlängenbereich zwischen $0,7$ und $2,5\mu\text{m}$ sind die Spektren wegen der dominanten Signatur von Wassereis schwer zu vergleichen. Nach der Reduzierung der spektralen Signatur von Wassereis (Spektrum Ganymed b) ähnelt jedoch der Abfall des Reflexionsgrades ab $1,3\mu\text{m}$ in Richtung des sichtbaren Lichts zunehmend dem im Reflexionsspektrum von Callisto und spricht nicht gegen ein Gesteinsmaterial gleichen Typs. Unterstützt wird diese Annahme von der gleichen Wellenlängenposition bei $3\mu\text{m}$ in den Spektren von Ganymed und Callisto. Diese ist zwar nicht mineralspezifisch, deutet jedoch auf einen gemeinsamen Mechanismus der Verbindung zwischen Gesteinsmaterial und Wassereis hin (hydratisiert, adsorbiert etc.). Die Wellenlängenposition bei $3\mu\text{m}$ unterscheidet sich jedoch nicht wesentlich von der, die für Wassereis ($\sim 2,84\mu\text{m}$, siehe Kap. 5) gemessen wurde. Die Absorption bei $3\mu\text{m}$ im Reflexionsspektrum von Callisto repräsentiert daher vermutlich, wie im Falle von Ganymed, Wassereis. Jedoch ist dessen Anteil verschwindend gering, so dass im Reflexionsspektrum von Callisto nur noch die sehr stark ausgeprägte Absorption bei $3\mu\text{m}$ erkennbar ist.

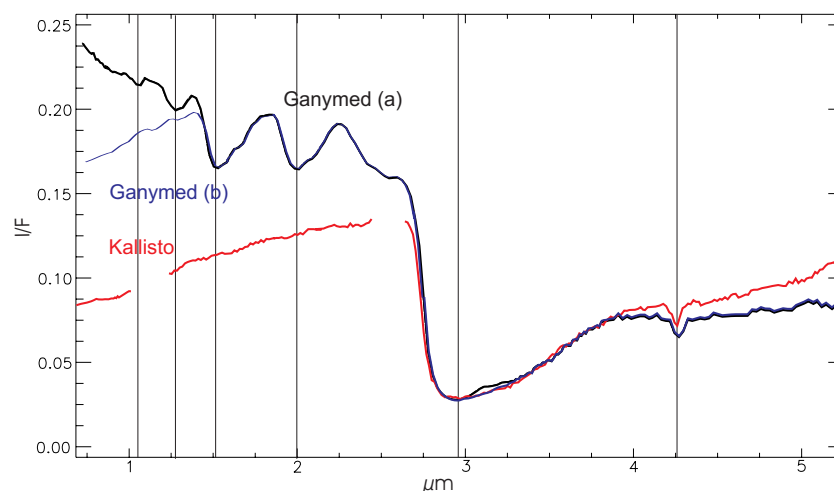


Abb. 6.27: Vergleich der Reflexionsspektren von Ganymed der Abbildung 6.25 und Callisto (NIMS-Beobachtung 20CNFEATURE01C), welche jeweils die höchste Konzentration von Gesteinsmaterial auf den Oberflächen der beiden Monde repräsentieren (Beschreibung im Text).

In der Abbildung 6.28 wurden den Reflexionsspektren von Ganymed und Callisto jeweils ein Reflexionsspektrum des Eisensulfidminerals Pyrrhotin (FeS , Magnetkies; Rösler, 1981) und eines von Graphit, einer natürlichen kristallinen Modifikation des Elements Kohlenstoff (C) beigefügt. Es

handelt sich bei diesen beiden Materialien um stark opake Substanzen, das heißt, welche das einfallende Licht stark absorbieren.

In spektralen Mischungen reduzieren sie deutlich den Reflexionsgrad und lassen die Oberflächen planetarer Körper (vor allem bekannt von Asteroiden) im sichtbaren Licht dunkel erscheinen. Zu beachten ist jedoch, dass die Reflexionsspektren der beiden Materialien neben dem geringen Reflexionsgrad keine diagnostische spektrale Signaturen bzw. Absorptionsbanden aufweisen aber auch die Absorptionen anderer Minerale in einer spektralen Mischung maskieren (Lewis, 1997; Moroz pers., 2005). In Wellenlängenbereichen größer als 2,5µm sind eventuelle spektrale Ähnlichkeiten zu den beiden opaken Substanzen wegen der dominanten Absorption von Wassereis bei 3µm für die beiden Galileischen Monden nicht nachweisbar. Dagegen besteht im Wellenlängenbereich zwischen 0,7 bis 2,5µm vor allem zwischen Callisto, Graphit und Phyrhotin eine gute Übereinstimmung (zwischen 0,7 und 1,3µm auch für Ganymed), welche einen Hinweis für das Vorhandensein derartiger opaker Substanzen im Gesteinsmaterial von Callisto (und eventuell auch von Ganymed) liefert.

Mögliche im sichtbaren Licht dunkle Einschlagskörper, die einen hohen Anteil von Eisensulfiden und Kohlenstoff aufweisen, stellen kohlenstoffhaltige oder kohlige chondritische Meteorite (CC's, engl.: *carbonaceous chondrites*) dar (Gaffey, 1976; Hayatsu & Anders, 1981; Cronin et al., 1988; Hiroi et al., 1996; Calvin & King, 1997; Pizarello et al., 2001; Cody et al., 2002 a, b, 2003). Bereits Johnson & Fanale (1973), Lebofsky (1977), Pollack et al. (1978) und Clark (1980) weisen auf die spektrale Ähnlichkeit des Gesteinsmaterials von Callisto mit kohlenstoffhaltigen oder kohligen chondritischen Meteoriten hin. Man nimmt an, dass sich ihre Struktur seit der Bildung als Festkörper nicht geändert hat, da ihre Bestandteile keine Rekristallisation erkennen lassen. Sie sind durch ein sehr feinkörniges Matrixmaterial gekennzeichnet, welches eine bei relativ niedrigen Temperaturen entstandene Mischung aus hydratisierten Silikaten (Tonmineralen), kohlenstoffreichen organischen Substanzen unter anderem in Form von Graphit (5% der Gesamtmasse, Zimmermann & Weigert, 1999), Magnetit und an Nickel reiche Fe-Sulfiden (Wilkening, 1978) darstellt.

In die Matrix sind so genannte Chondren (griech.: χόνδρος = Korn) eingestreut. Diese Chondren müssen mindestens gleichzeitig mit der Festkörpermatrix, in die sie eingebettet sind, als Kondensate des Sonnennebels entstanden sein. Man nimmt an, dass diese Einschlüsse bereits als Teilchen in der interstellaren Wolke existierten, aus der sich der Sonnennebel bildete, und dass sie seitdem unverändert geblieben sind (Zimmermann & Weigert, 1999). Wahrscheinlich sind kohlige Chondrite aus relativ kleinen Mutterkörpern hervorgegangen, die als Planetesimale (siehe Kap. 2) während der Entstehungsphase des Planetensystems entstanden sind und keine Differenzierung erfuhren. Modellrechnungen zufolge könnten die Bedingungen im frühen solaren Nebel die Entstehung kohlenstoffhaltiger Gesteinsstücke im Asteroidengürtel und im Bereich des Protojupiters ermöglicht haben (Lewis, 1997). Chondritische Meteorite repräsentieren vermutlich Gesteinsmaterial, das die Hauptquelle bei der Entstehung der Jupitermonde (Kap. 2) und auch der Asteroiden des Hauptasteroidengürtels bildeten (Wilkening, 1978; Zellner, 1979; Lebofsky, 1980).

CC's werden in vier Gruppen unterteilt, die je nach einem typischen Vertreter der jeweiligen Kategorie benannt sind (Lewis, 1997). CI- (*Ivuna*-Typ) und CM-Meteoriten (*Mighei*-Typ) gehören zu den sogenannten primitiven CC's. CI-Meteoriten beinhalten Wasser bis zu etwa 20 Gew.-%. CM-Meteoriten besitzen nur etwa halb soviel (Lewis, 1997). Sie sind aufgrund eines hohen Anteils an feinkristallinen Sulfiden und Hydrosulfiden sehr dunkel bzw. besitzen einen generell niedrigen Reflexionsgrad. Die kohligen Anteile in diesen Meteoriten sind zu reich an H um gut zu absorbieren und sind vor allem im NIR transparent (Moroz, pers. 2005). Dagegen weisen CV- (*Vigarano*-Typ) und CO-Meteoriten (*Ornans*-Typ) Wasser nur bis zu 0.3 Gew.-% auf (engl.: *anhydrous CC's*) (Lewis, 1997). Sie sind wegen ihres hohen Anteils an feinem kohlenstoffreichem Material (ähnlich Graphit) dunkel (Moroz, pers., 2005).

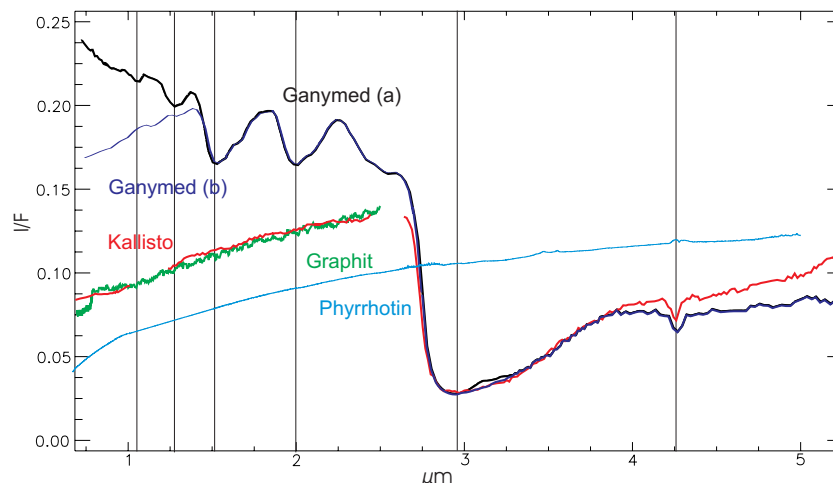


Abb. 6.28: Vergleich der Reflexionsspektren von Ganymed und Callisto aus Abbildung 6.26 mit einem Reflexionsspektrum von Phyrrotin (Eisensulfid, FeS, Partikelgröße $< 25 \mu\text{m}$, Spektrum wurde zur Verfügung gestellt von L. Moroz) und Graphit (Partikelgröße $< 45 \mu\text{m}$), entnommen der Mineral Spectral Library des Jet Propulsion Laboratory (Pasadena, USA) (Groove et al. 1992) (Beschreibung im Text).

In Abbildung 6.29 ist ein Reflexionsspektrum des CM- oder CI-Meteoriten Tagish Lake (Hiroi et al., 2004) im Vergleich mit Ganymed und Callisto dargestellt. Tagish Lake enthält einen sehr hohen Anteil an feinkristallinem Phyrrotin ($0,1 - 0,5 \mu\text{m}$; Mikouchi et al. 2001; Keller and Flynn 2001; Zolensky et al. 2002), welcher verantwortlich für den niedrigen Reflexionsgrad im sichtbaren Licht und im nahen Infrarot ist. Daher ähnelt das Spektrum von Tagish Lake stark dem des Phyrrotin in Abbildung 6.28. Einziger Unterschied bildet die Absorption im Reflexionsspektrum von Tagish Lake bei $3 \mu\text{m}$, welche die für CM- und CI-Meteoriten typische Absorption durch im Mineral eingelagerte Hydroxylionen repräsentiert. Die ebenfalls zu erwartende Absorptionen bei $1,4 \mu\text{m}$ (McCord et al., 2001) sind dagegen durch die Anwesenheit von zusätzlichen opaken Mineralen in den chondritischen Meteoriten unterdrückt (Lebofsky, 1980). In Abbildung 6.30 sind Reflexionsspektren weitere Vertreter kohligler Chondriten im Vergleich mit Ganymed und Callisto zusammengestellt. Zu diesen gehören unter anderem Meteoriten vom Typ Allende, Orgueil und Murchison. Orgueil und Murchison sind als Vertreter der CI- bzw. CM-Meteorite wie Tagish Lake (Abb. 6.29) durch einen hohen Anteil an Eisensulfiden und die markante Absorption von eingelagerten Wassermolekülen bei $3 \mu\text{m}$ charakterisiert (Lewis, 1997). Allende ist dagegen ein Vertreter der „trockenen“ CV-Meteorite, deren spektrale Eigenschaften eher von dem hohen Anteil an Kohlenstoff dominiert werden (siehe oben). Wie bereits in Abbildung 6.28 für Graphit und Phyrrotin sind spektrale Ähnlichkeiten im Gesamtverlauf der Reflexionsspektren von Ganymed und vor allem Callisto sowie der einzelnen Meteoriten zu beobachten. Dies gilt besonders für die Meteoriten Tagish Lake und Murchison und bezieht sich vor allem auf den Abfall des Reflexionsgrades von etwa $2,6 \mu\text{m}$ in Richtung des sichtbaren Lichts. Die Wellenlängenpositionen der Absorption bei $3 \mu\text{m}$ variiert zwischen Ganymed, Callisto und den einzelnen Meteoriten. Die Meteoritenspektren in Abbildung 6.29 und 6.30 repräsentieren jedoch Labormessungen, die nicht unter Bedingungen gemessen wurden, wie sie im äußeren Sonnensystem vorherrschen. Unterschiede in der Wellenlängenposition der Absorption bei $3 \mu\text{m}$ sind entweder das Resultat von unterschiedlichen Temperaturen, unter denen die Himmelsobjekte gemessen wurden (Rivkin et al., 2002) oder variieren in Abhängigkeit des Übergangs von Wassereis zu im Gesteinmaterial gebundenen Wassereismolekülen. Die Wellenlängenposition verschiebt sich je nach Mineral, an welchem die Wassermoleküle und Hydroxylionen gebunden bzw. in dem sie eingeschlossen sind (Lewis, 1997; siehe Kap. 4).

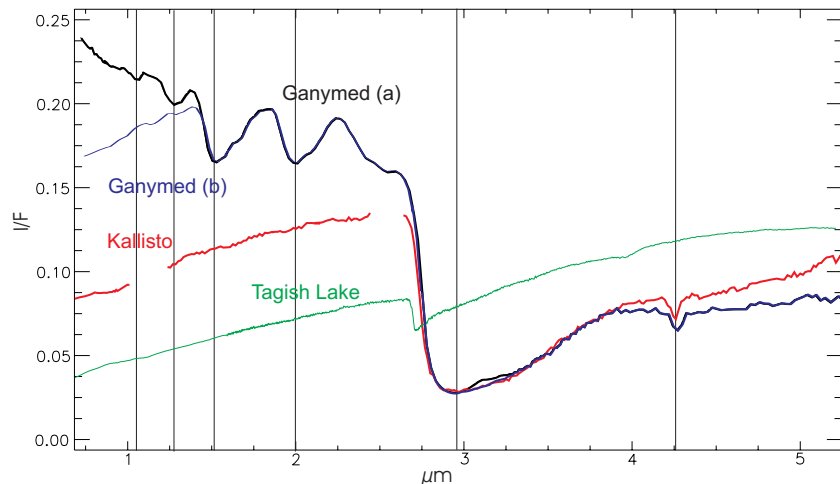


Abb. 6.29: Vergleich der Reflexionsspektren von Ganymed und Callisto der Abb. 6.27 mit dem Reflexionsspektrum des Meteoriten Tagish Lake als Beispiel eines primitiven kohligen CM- oder CI-Chondriten (Partikelgröße $<125\mu\text{m}$) (RELAB, NASA Reflectance Experiment Laboratory). Das Reflexionsspektrum des Meteoriten wurde von L. Moroz (DLR/Univ. Münster) zur Verfügung gestellt (Beschreibung im Text).

Zu Mitgliedern des Asteroidengürtels, welche spektrale Analogien zu den kohligen Chondriten repräsentieren, gehören vor allem Asteroiden der taxonomischen Klasse C (*Tholen, 1984*). Aufgrund dieser bestehenden Verwandtschaft (vor allem mit CM- und CI-Meteoriten) erhielt diese Klasse ihre Bezeichnung. Sie bestehen wie diese vermutlich vor allem aus hydratisierte Silikaten, Sulfiden und organischen Substanzen (einschließlich Kohlenstoff). Sie bilden rund 75% der bisher untersuchten Mitglieder des Asteroidengürtels und konzentrieren sich vor allem zwischen 2,3 und 2,8 AE, dem zentralen Bereich des Asteroidengürtels.

In den äußersten Bereichen (~ 3.2 AE) oder jenseits des Asteroidengürtels konzentrieren sich Asteroiden des Typs D und P (*Tholen, 1984*), die wie Asteroiden vom Typ C einen niedrigen Reflexionsgrad und vermutlich einen hohen Anteil an organischen Substanzen (einschließlich Kohlenstoff) aufweisen. Wenigstens für D-Asteroiden ist die Verwandtschaft mit denen des Typs C gesichert (*Lewis, 1997*). Verglichen mit den C-Asteroiden zeigen sie keinen Hinweis auf hydratisierte Minerale (engl.: *dry C-like*), zeichnen sich jedoch durch einen hohen Anteil an organischen Substanzen aus. Vor allem D-Asteroiden bilden einen hohen Anteil der Trojaner, einer Gruppe von Asteroiden, die sich in gleichem Abstand wie Jupiter um die Sonne bewegen.

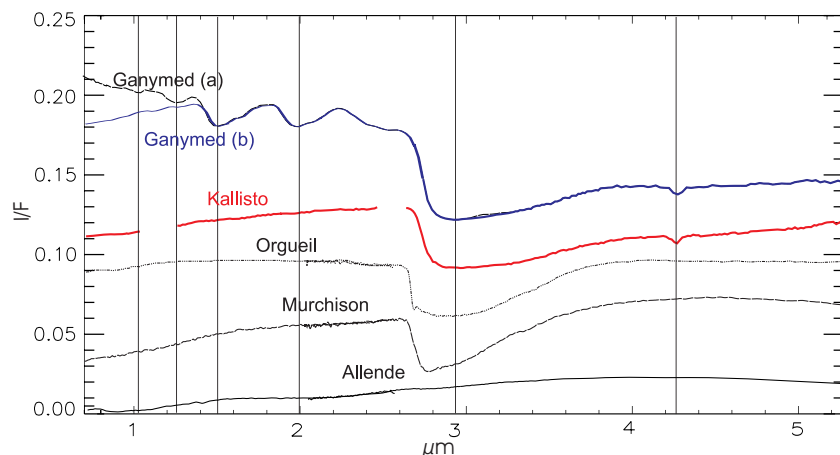


Abb. 6.30: Vergleich der NIMS-Spektren des Gesteinsmaterials von Callisto und Ganymed aus Abbildung 6.27 mit chondritischen Meteoriten vom Typ Allende (CV), Murchison (CM) und Orgueil (CI). Die Meteoritenspektren repräsentieren kombinierte Einzelmessungen im Wellenbereich von $0,35$ bis $2,5\mu\text{m}$ (Gaffey et al., 1989) und $2,1$ bis $25\mu\text{m}$ (Salisbury, 1991b) (Beschreibung im Text).

In Abbildung 6.31 sind Spektren erdgebundener Beobachtungen von jeweils einem Beispiel der Asteroidenklassen C und D zusammen mit den Spektren von Ganymed und Callisto dargestellt. Ähnlich wie bei den chondritischen Meteoriten in Abbildung 6.29 und 6.30 stimmen die Reflexionsspektren von Callisto und Ganymed in Wellenbereichen vor $3\mu\text{m}$ (bzw. vor $1,5\mu\text{m}$ für Ganymed) relativ gut mit denen der Asteroiden überein und weisen auf mögliche Ähnlichkeiten in der Zusammensetzung hin.

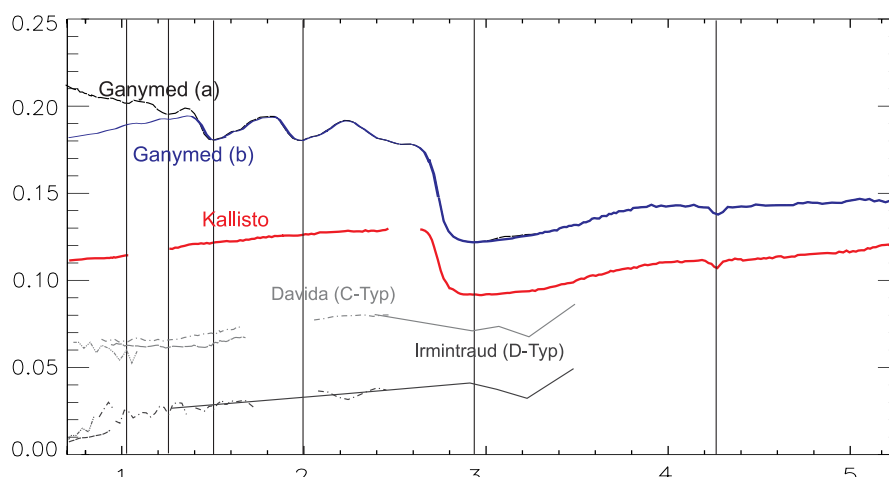


Abb. 6.31: Vergleich der NIMS-Spektren des Gesteinsmaterials von Callisto und Ganymed aus Abbildung 6.8 mit Asteroiden vom Typ C und D. Die Asteroidenspektren von Irmintraud (Klasse D) und Davida (Klasse C) repräsentieren kombinierte Einzelmessungen im Wellenlängenbereich von $0,33$ bis $0,83\mu\text{m}$ (24-Color Survey), $0,45$ bis $0,95\mu\text{m}$ (Small Main-Belt Asteroid Spectroscopic Survey, SMASS I), $0,44$ bis $0,92\mu\text{m}$ (SMASS II), $0,82$ bis $2,57\mu\text{m}$ (52-Color Survey, Bell et al., 1988) und $1,25$ bis $3,5\mu\text{m}$ (Lebofsky et al., 1990). Mit Ausnahme einer relativ schwachen Absorption bei $3\mu\text{m}$ sind die Asteroiden durch einen stetigen Anstieg des Reflexionsvermögens mit wachsender Wellenlänge charakterisiert.

Zusätzlich sind auch interplanetare Staubpartikel bekannt dafür, wasserhaltige Schichtsilikate zu enthalten (Bradley & Brownlee, 1992; Keller et al., 1992). Nach Bradley et al. (1996) sind deren Reflexionsspektren ähnlich denen der CI und CM Meteoriten und der Asteroiden im Hauptgürtel vom Typ C. Somit können auch diese zur Verunreinigung von Wassereis auf der Oberfläche von Ganymed und Callisto beigetragen haben. Vergleichbares gilt für an Kohlenstoff reiche organische Substanzen. Diese sind neben chondritischen Meteoriten (Hayatsu & Anders, 1981; Cronin et al., 1988; Pizzarello et al., 2001; Cody et al., 2002 a, b, 2003) im interplanetaren Staub (Clemett et al., 1993) und in Kometenstaub (Kissel & Krueger, 1987; Encrenaz & Knacke, 1991; Fomenkova, 1997) vorhanden. Sie sind daher weitverbreitet im interstellaren Medium (Starukhina & Shkuratov, 1995; Sandford, 1996; Pendleton & Chiar, 1997; Pendleton & Allamandola, 2002) und bilden womöglich einen wichtigen Bestandteil der Oberflächen vieler dunkler Himmelsobjekte im äußeren Sonnensystem (Zolotov & Shock, 2001; Moroz et al., 2005, in Druck).

Möglicherweise bestehen nicht nur Ähnlichkeiten in der chemischen Zusammensetzung und dem Ursprung des Gesteinsmaterials zwischen Ganymed und Callisto sondern auch entfernteren Himmelsobjekten, die ebenso dunkel sind, wie die erwähnten Asteroiden. Zu diesen gehören sowohl der Marsmond Phobos, der Saturnmond Phoebe und die dunkle Hemisphäre (Bugseite) von Iapetus. Phobos wird als eingefangener Asteroid vom Typ C interpretiert (Veverka & Burns, 1980; Thomas et al., 1992), was den vergleichbaren Verlauf der Reflexionsspektren von Phobos und Callisto (wie auch Ganymed) in Wellenlängenbereichen vor $3\mu\text{m}$ in Abbildung 6.32 erklären könnte. Dagegen handelt es sich bei Phoebe und Iapetus um Himmelsobjekte, die einen großen Anteil von Wassereis aufweisen (Buratti et al., 1990a; Cruikshank et al., 2001; Clark et al., 2005). Nur die Bugseite von Iapetus ist durch ein Reflexionsspektrum charakterisiert, welches weitgehend frei von Wassereis zu sein scheint. Dieses ist dem von Callisto sehr ähnlich und deutet auf mögliche Gemeinsamkeiten in der Oberflächenzusammensetzung hin. Dies geht konform mit der Annahme, dass an Kohlenstoff reiche

organische Substanzen Hauptbestandteil des Oberflächenmaterials der Bugseite von Iapetus sind (Owen *et al.*, 2001; Buratti *et al.*, 2005). Unterschiede in den Reflexionseigenschaften zwischen Iapetus und Callisto im Wellenlängenbereich größer als $3\mu\text{m}$ sind auf Partikelgrößenunterschiede von Wassereis zurückzuführen. Die Wassereispartikel auf Iapetus (und Phoebe) sind deutlich kleiner als im Oberflächenmaterial von Ganymed und Callisto und begründen den lokalen Anstieg des Reflexionsgrades bei $3,6\mu\text{m}$ (Cruikshank *et al.*, 1998).

Zusammenfassend lässt sich für Ganymed festhalten, dass die dominante spektrale Signatur von Wassereis die Analyse der Eigenschaften des Gesteinsmaterials von Ganymed erschwert. Dessen ungeachtet ist dieses auf der Basis der Untersuchung der globalen spektralen Variationen, wie auch das Gesteinsmaterial des Nachbarmondes Callisto vermutlich exogener Herkunft und das Resultat intensiven (mikro-)meteoritischen Bombardements und/oder Einfall interplanetaren Staubs. Das einfallende Material enthielt wahrscheinlich einen hohen Anteil von Kohlenstoff, wie er z.B. in kohligem Chondriten vorkommt.

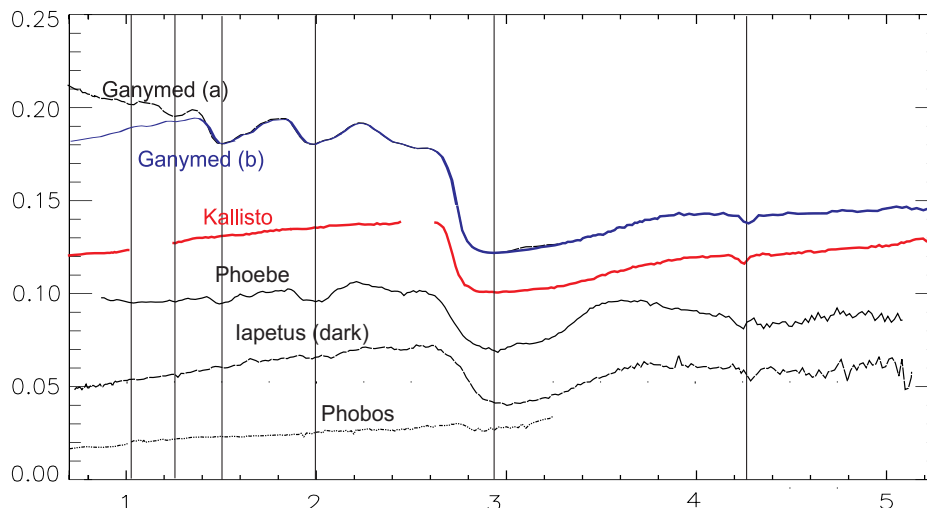


Abb. 6.32: Vergleich der NIMS-Spektren des Gesteinsmaterials von Callisto und Ganymed aus Abbildung 6.8 mit den Reflexionsspektren im sichtbaren Licht dunkler Himmelskörper: 1. die Saturnmonde Phoebe und Iapetus (dunkle Hemisphäre) (Beobachtungen von VIMS/Cassini zwischen $0,35$ und $5,2\mu\text{m}$) sowie 2. der Marsmond Phobos (Beobachtung von OMEGA/Mars Express zwischen $0,35$ und $3,5\mu\text{m}$) (Beschreibung im Text).

6.1.5 Fazit

Die Untersuchungen der globalen spektralen Variationen basieren auf NIMS-Beobachtungen der Heckseite und der von Jupiter abgewandten Hemisphäre von Ganymed. Die Untersuchungen haben gezeigt, dass vor allem der relative Anteil von Wassereis bzw. des Gesteinsmaterials direkt in Abhängigkeit der geologischen Einheiten von Ganymed variiert. So wurden in den geologisch ältesten dunklen Gebieten der Regionen der niedrigste Anteil von Wassereis gemessen. Der relative Anteil von Wassereis liegt in den Sulci zwar etwas höher als in den Regionen. Es besteht keine klare Grenze zwischen den Messwerten der beiden geologischen Einheiten. Außer dem relativen Anteil von Wassereis bestehen keine kompositionellen Unterschiede zwischen den dunklen und hellen Gebieten. Das Oberflächenmaterial des endogen entstandenen hellen Gebietes stellt womöglich eine Vermischung von Wassereis aus dem Untergrund und Bruchstücken dunkler Gebiete dar oder wurde wie dieses im Laufe der Zeit verunreinigt. Einen Hinweis auf Wassereis im Untergrund ist auch in dem sehr hohen Anteil von Wassereis der großen Einschlagskrater zu sehen. Sie stehen jedoch zusätzlich unter dem Einfluss polarer Ablagerungen von Wassereis.

Unabhängig von den geologischen Einheiten wurde eine Zunahme im relativen Anteil in Richtung der Pole von Ganymed beobachtet. Dies wird begleitet durch eine Abnahme in der Partikelgröße von

Wassereis. Unterschiede zwischen den beiden Hemisphären zeigen sich in einem generell niedrigeren Anteil von Wassereis auf der Heckseite, der für jede geologische Einheit zu beobachten ist. Die Beobachtungen wurden mit dem Magnetfeld von Ganymed und der Wechselwirkung der Ganymedoberfläche mit einfallenden Partikeln aus Jupiters Magnetosphäre in Zusammenhang gebracht. Die Erwärmung des Oberflächenmaterials während des Tages resultiert in der verstärkten Sublimation von Wassereis in den äquatorialen Regionen. Im Bereich der Heckseite wird die Ganymedoberfläche zusätzlich von einfallenden Partikeln aus der Magnetosphäre von Jupiter beeinflusst, welche vor allem Wassereispartikel geringer Größe aus dem Oberflächenmaterial herauschlagen. Diese Wassereispartikel werden entweder während der Nacht lokal in kühleren eisreichen Regionen wieder abgelagert oder infolge Radiolyse entlang der Magnetfeldlinien in die polaren Regionen transportiert und wieder abgelagert. Die Partikelgrößen von Wassereis schwanken auf Ganymed zwischen etwa $20\mu\text{m}$ und größer als $500\mu\text{m}$.

Für eine Verbreitung von CO_2 , die an geologische Gegebenheiten gebunden ist, wurden keine Anzeichen beobachtet. Die Verbreitung zeigt ebenfalls keinen Zusammenhang mit Veränderungen im relativen Anteil und der Partikelgröße von Wassereis. Die Absorptionstiefe von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ zeigt eine direkte Abhängigkeit mit dem Reflexionsgrad bei $4,25\mu\text{m}$. Die Verbreitung ist eher eine Frage der Detektierbarkeit der Absorption in den Reflexionspektren. Möglicherweise wird die Absorption maskiert. Es wurden keine Hinweise für einen endogenen Ursprung von CO_2 beobachtet. Ebenso besteht kein Hinweis auf einen exogenen Ursprung in Zusammenhang mit einfallenden magnetosphärischen Partikeln, da diese hemisphärische Unterschiede mit einem erhöhten Anteil von CO_2 auf der Heckseite, wie bei Callisto (Hibbitts et al., 2001) hervorrufen würden.

Keine Hinweise deuten auf einen endogenen Ursprung des Gesteinsmaterials auf Ganymed hin. Dieses konzentriert sich in den Regionen der Ganymedoberfläche (dunkles Gebiet), welches am längsten dem Einfluss des interplanetaren Raums ausgesetzt war. Das Gesteinsmaterial ist möglicherweise das Resultat des Eintrages von meteoritschen Material. Ähnliche Prozesse werden auch auf Callisto vermutet. Möglicherweise bestehen auch Ähnlichkeiten in der Zusammensetzung des Gesteinsmaterials vor allem in Wellenlängenbereichen kleiner als $1,3\mu\text{m}$. In Frage kommende Einschlagskörper enthalten Anteile von Kohlenstoff, wie er zum Beispiel in chondritischen Meteoriten und Asteroiden des C und D-Typs vorkommt.