

6.2 Äquatoriale Region (zwischen -40°N und -40°S)

Im Rahmen der Untersuchung der globalen spektralen Variationen wurden deutliche Unterschiede zwischen den äquatorialen und den polaren Regionen in Bezug auf den relativen Anteil und der Partikelgröße von Wassereis und den Absorptionstiefen von CO₂ bei 4,25µm beobachtet. Schwerpunkte der Untersuchung lokaler spektraler Variationen der Reflexionseigenschaften innerhalb der äquatorialen Region von Ganymed konzentrieren sich vor allem auf:

- die Charakterisierung der lokalen spektralen Variationen innerhalb geologischer Einheiten sowie auf den relativen Anteil von Wassereis im Kontaktbereich benachbarter geologischer Einheiten,
- die lokalen Variationen in der Größe von Wassereispartikeln und
- Unterschiede in der Absorptionstiefe von CO₂ bei 4,25µm, welche unabhängig vom Reflexionsvermögen auf Variationen im Gehalt an CO₂ hindeuten.

Im Anhang dieser Arbeit befinden sich die vollständigen Statistiken zur Auswertung der variierenden Intensitäten der einzelnen Absorptionen in Abhängigkeit der geologischen Einheiten.

6.2.1 Relativer Anteil von Wassereis

Die Variationen im relativen Anteil von Wassereis folgen im Wesentlichen den globalen Beobachtungen, das heißt der relative Anteil von Wassereis schwankt im Wesentlichen in Abhängigkeit der geologischen Einheiten. Dies ist vor allem im Bereich von Uruk Sulcus zu beobachten. Die Abbildung 6.33 zeigt ein Mosaik aus Bilddaten der ISS-Kamera an Bord der Raumsonde Voyager 2 zusammen mit einer geologischen Karte, welche die für die Interpretation der NIMS-Daten wichtigsten geologischen Einheiten enthält. Der von NIMS beobachtete Teilbereich (NIMS-Beobachtung G8GNURUK) liegt nahe dem Äquator (0,2°S/138°W bis 15°S/156°W) und wurde mit einer räumlichen Auflösung von 15 bis 19 km/Pixel aufgenommen (Tab. 6.6, siehe auch Kap. 6, Abb. 6.2).

<i>Beobachtetes Gebiet</i>	<i>Geographische Position der beobachteten Region</i>	<i>NIMS-Beobachtung</i>	<i>Räumliche Auflösung</i>	<i>Analysierte Absorptionen</i>
<i>Uruk Sulcus</i>	-0.2/138 bis -15/156	G8GNURUK	15 bis 19 km/Pixel	1,5; 2; 3; 4,25µm

Tab. 6.6: Parameter der NIMS-Beobachtung im Bereich von Uruk Sulcus.

Das helle Gebiet von Uruk Sulcus bildet einen Abschnitt eines ausgedehnten hellen Bandes, welches auf der von Jupiter abgewandten Hemisphäre von WNW nach ESE verlaufend, die dunklen Gebiete von Galileo Regio im NE und Marius Regio im SW voneinander trennt. Der Übergang zwischen Uruk Sulcus und denen der Regionen erfolgt abrupt, wahrscheinlich entlang von tektonisch entstandenen Verwerfungszonen (Shoemaker *et al.*, 1982; Parmentier *et al.*, 1982; Golombek, 1982; Grimm & Squyres, 1985; Golombek & Barnerdt, 1986, Pappalardo *et al.*, 1998a, 2004). Verwerfungszonen durchziehen in unterschiedlichen Richtungen den gesamten Sulcus und bilden die mehr oder weniger ausgedehnten Rillensysteme. Vereinzelt reichen vom Uruk Sulcus ausgehende schmale Rillensysteme oder Bänder bis in die benachbarten Regionen hinein und zerteilen die Regionen. Teilweise wurden Bereiche der Regionen vollständig isoliert und liegen als Schollen inmitten des Uruk Sulcus.

Sowohl die Regionen als auch Uruk Sulcus sind von zahlreichen Einschlagskratern geprägt. Die meisten sind morphologisch und von der Farbgebung kaum noch von der Umgebung abgrenzbar. Andere jedoch erscheinen morphologisch „frisch“ und sind in den Bilddaten durch ihre ausgeprägte Helligkeit im Vergleich zu ihrer Umgebung leicht erkennbar.

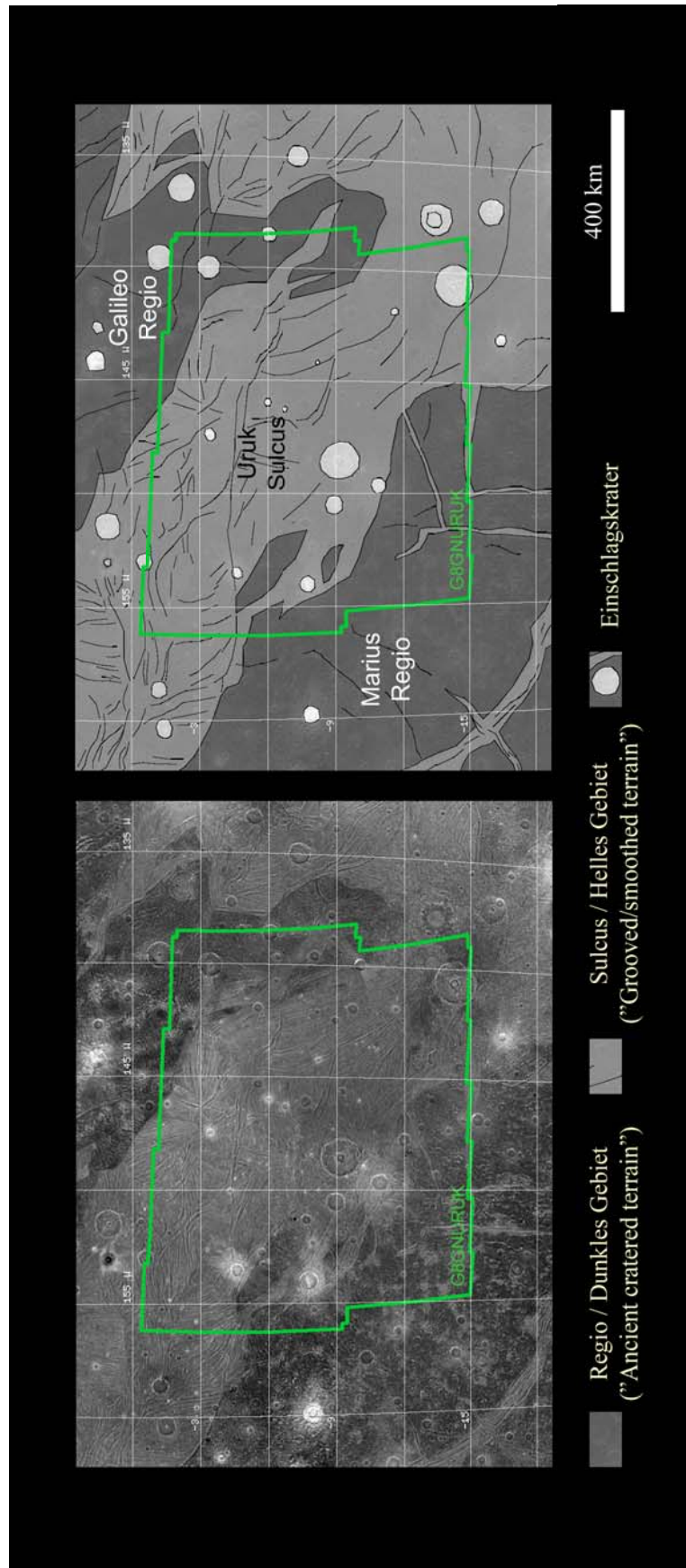


Abb. 6.33: Geologischer Kontext im Bereich des Uruk Sulcus basierend auf einem Mosaik aus Kameradaten der Raumsonde Voyager 2 (CLEAR-Filter) überlagert mit den Grenzen der NIMS-Beobachtung G8GNURUK (Beschreibung im Text).

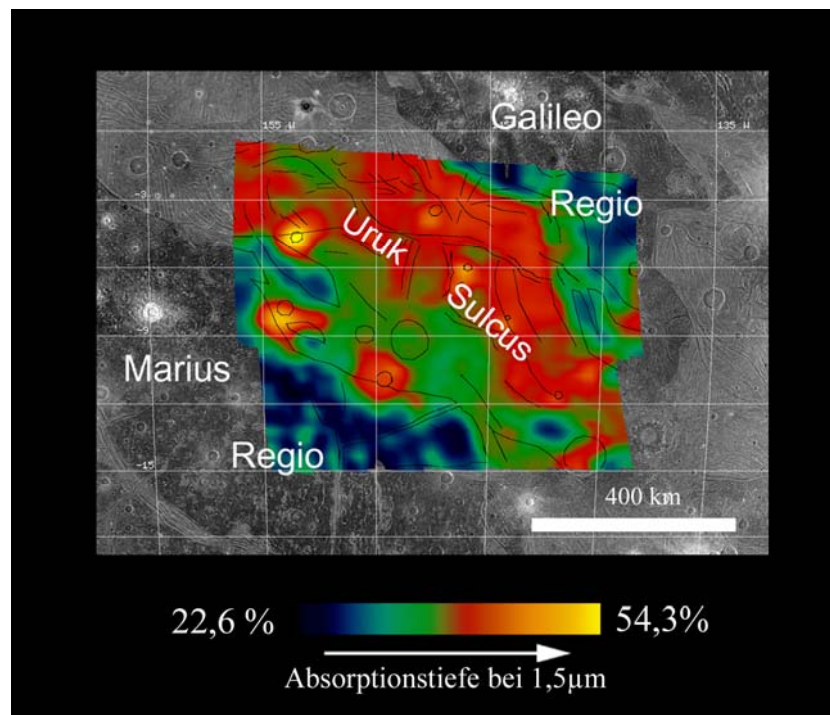


Abb. 6.34: Farbkodierte Darstellung der lokalen Variationen in den Absorptionstiefen von Wassereis bei 1,5µm im Bereich von Uruk Sulcus überlagert mit den Grenzen der geologischen Einheiten aus Abb. 6.33 (Diskussion im Text).

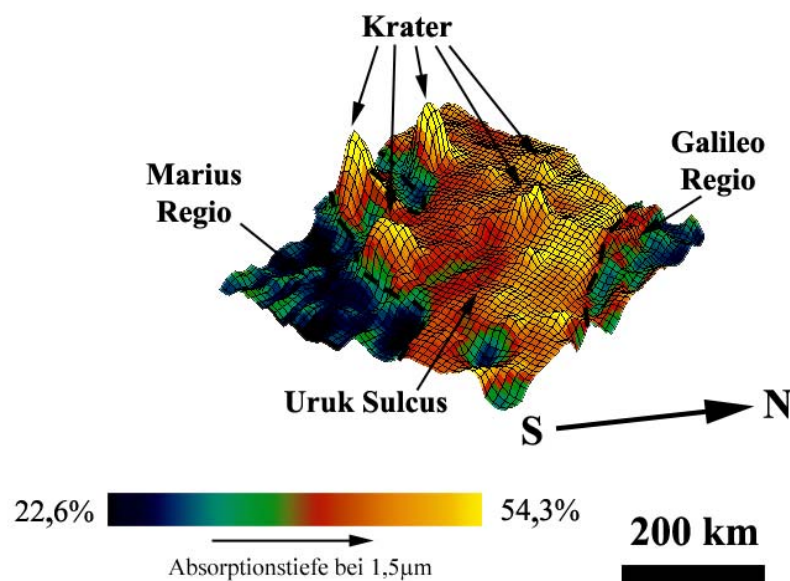


Abb. 6.35: Dreidimensionale Darstellung der Variationen in der Absorptionstiefe von Wassereis bei 1,5µm aus Abb. 6.34 im Bereich von Uruk Sulcus. Die Farbkodierung entspricht den unterschiedlichen Absorptionstiefen bei 1,5µm. Die Höhen beziehen sich auf die Helligkeitsvariationen im sichtbaren Licht (0,7µm, photometrisch korrigiert) (Diskussion im Text).

Im Rahmen der Untersuchung der globalen spektralen Variationen wurde nachgewiesen, dass vor allem die Absorption bei 1,5µm ein Indikator für Änderungen des relativen Anteils von Wassereis ist (siehe Kap. 6.1). Die Abbildung 6.34 zeigt eine farbkodierte Darstellung der räumlichen Variationen der Absorptionstiefen bei 1,5µm im Bereich von Uruk Sulcus. Die Abbildung 6.35 zeigt diese Variationen zusätzlich in einer dreidimensionalen Darstellung, um Zusammenhänge mit den geologischen Oberflächenstrukturen hervorzuheben. Die Farbkodierung entspricht den unterschiedli-

chen Absorptionstiefen bei $1,5\mu\text{m}$. Topographische Messdaten liegen für Uruk Sulcus nicht vor. Als Grundlage der dreidimensionalen Darstellung dient der Reflexionsgrad bei $0,7\mu\text{m}$ (erster NIMS-Spektralkanal, photometrisch korrigiert, siehe Kap. 6). Ähnlich den globalen Variationen im relativen Anteil von Wassereis variieren auch im lokalen Maßstab die Absorptionstiefen bei $1,5\mu\text{m}$ eindeutig in Abhängigkeit der geologischen Einheiten. So sind in der Abbildung 6.34 die Regiones, der Sulcus und in den Bilddaten der Abbildung 6.33 im sichtbaren Licht helle und morphologisch frische Einschlagskrater deutlich voneinander abgrenzbar. In Tabelle 6.7 sind die Messwerte der Absorptionstiefen bei $1,5\mu\text{m}$ für die unterschiedenen geologischen Einheiten zusammengestellt. Die niedrigsten Werte wurden mit $22,6 \pm 1,9 \%$ im Bereich von Marius Regio gemessen. Die Unterschiede zwischen Marius und Galileo Regio sind vernachlässigbar gering. Uruk Sulcus ist durch Absorptionstiefen von im Mittel $39,5 \pm 2,1 \%$ gekennzeichnet. Die Messwerte entsprechen in etwa denen der globalen Variationen in Kapitel 6.1 und implizieren einen relativ niedrigen Anteil von Wassereis in den Regiones gegenüber einem leicht höheren Anteil von Wassereis im Uruk Sulcus.

Im Rahmen der Untersuchung der globalen Variationen wurde jedoch eine deutliche Überlappung der Wertebereiche der gemessenen Intensitäten für die Regiones und Sulci beobachtet. Innerhalb der lokalen Variationen zwischen den benachbarten geologischen Einheiten wurde dies nicht gemessen. Die Wertebereiche der beiden Regiones und Uruk Sulcus sind deutlich voneinander abgegrenzt, was aus der besseren räumlichen Auflösung der NIMS-Daten resultiert (~ 17 gegenüber ~ 115 km/Pixel). Die Werte im Bereich von Uruk Sulcus erreichen mit $54,3 \pm 2,4\%$ im Bereich der im sichtbaren Licht hellen Einschlagskrater ihr Maximum, die sowohl im Sulcus als auch in den benachbarten Regiones auftreten. Die Messwerte entsprechen ebenfalls in etwa denen der im Rahmen der globalen spektralen Variationen analysierten großen Einschlagskrater und weisen auf den höchsten Anteil von Wassereis im Bereich der Einschlagskrater hin.

Aufgrund der gegenüber den Kameradaten geringen räumlichen Auflösung (Faktor von ~ 50) konnten Variationen im relativen Anteil von Wassereis nicht mit einzelnen Gräben oder Bergrücken innerhalb des Uruk Sulcus korreliert werden. Dennoch wurden Variationen innerhalb des Sulcus beobachtet (Abb. 6.34 und 6.35). Die Absorptionstiefen von Wassereis bei $1,5\mu\text{m}$ schwanken im Sulcus zwischen $36,0 \pm 1,9\%$ und $43,1 \pm 2,1\%$. Die höchsten Werte wurden im nördlichen bzw. nordöstlichen Bereich des Sulcus gemessen, die vergleichbar denen der etwas südlicher gelegenen Einschlagskrater sind. In Richtung Süden nimmt die Absorptionstiefe kontinuierlich ab.

<i>Absorption (μm)</i>	<i>Uruk Sulcus</i>	<i>Galileo Regio</i>	<i>Marius Regio</i>	<i>Helle Einschlagskrater</i>
<i>1,5</i>	36,0 ($\pm 1,9$) – 43,1 ($\pm 2,1$)	23,5 ($\pm 1,9$) – 31,4 ($\pm 1,9$)	22,6 ($\pm 2,1$) – 33,4 ($\pm 1,9$)	43,2 ($\pm 2,3$) – 54,3 ($\pm 2,4$)

Tab. 6.7: Absorptionstiefen von Wassereis bei $1,5\mu\text{m}$ (in %; +absoluter Fehler) im Bereich von Uruk Sulcus (NIMS-Beobachtung G8GNURUK) aufgeschlüsselt für die drei geologischen Einheiten und deren Teilgebiete: das helle Gebiet von Uruk Sulcus, die dunklen Gebiete von Galileo und Marius Regio und im sichtbaren Licht helle Einschlagskrater. Die vollständige Statistik befindet sich im Anhang der Arbeit.

Während im Norden von Uruk Sulcus ein relativ scharfer Übergang zu Galileo Regio zu beobachten ist, scheint der Übergang zum südlich des Sulcus gelegenen Marius Regio eher kontinuierlich zu erfolgen bzw. der Unterschied im relativen Anteil von Wassereis zwischen beiden geologischen Einheiten ist hier eher gering. In den Kameradaten der Abbildung 6.33 ist der Übergang zwischen Uruk Sulcus und den Regiones in etwa gleich scharf. Der südliche Bereich von Uruk Sulcus weist zwar durch Einschlagskrater modifiziertes Gebiet auf. Diese beeinflussen jedoch nicht unmittelbar den Übergang vom Sulcus zum dunklen Gebiet von Marius Regio. Eine lokale Verflachung der Absorption im südlichen Bereich von Uruk Sulcus ist eher mit vereinzelt Bruchstücken des dunklen Gebietes korreliert. In den Kameradaten sind deren polygonale Umrisse noch zu erkennen. Verglichen

mit den Regionen sind sie jedoch deutlich heller. Des Weiteren verlaufen die Rillensysteme von Uruk Sulcus ungehindert über diese Regionen hinweg. Möglicherweise wurden sie im Verlauf der Bildung des hellen Gebietes von an Wassereis reichem Material aus dem Untergrund teilweise überflutet (siehe Abb. 2.1 in Kap. 2.3.2) und während der tektonischen Bewegungen mit diesem vermischt (*Pappalardo et al.*, 1998a, 2004). Neben einer Verunreinigung mit Gesteinsmaterial durch Meteoriten wäre die Vermischung von Wassereis aus dem Untergrund mit Material der Regionen eine Erklärung für den Gehalt an Gesteinsmaterial im hellen Gebiet und dessen ähnliche spektrale Charakteristika verglichen mit dem der Regionen (siehe Kap. 6.1.4).

Ein Indikator dafür, dass sich Wassereis im Untergrund von Ganymed befindet, ist dessen verhältnismäßig hoher relativer Anteil im Bereich morphologisch frischer Einschlagskrater. Einschlagsprozesse tragen im Allgemeinen zur Vermischung des Oberflächenmaterials bei, indem sie Material aus dem Untergrund freilegen und an der Oberfläche verteilen. Dies geht konform mit Ergebnissen von *Prockter et al.* (1998). Sie postulieren, dass vor allem im Bereich des dunklen Gebiets eine nur relativ dünne Schicht an Gesteinsmaterial über einer dickeren Eiskruste liegt (siehe Kap. 2). Das freigelegte Wassereis entstammt der mehrere 100 km dicken Eiskruste im Untergrund, die sich während der Differenzierung Ganymeds gebildet hat (*Anderson et al.*, 1996; *Ostro et al.*, 1992; siehe Kap. 2).

6.2.2 Partikelgröße von Wassereis

Die globalen Variationen in der Partikelgröße von Wassereis zeigten keine Korrelation mit den geologischen Einheiten der Ganymedoberfläche. Sie variieren dagegen mit der geographischen Position und weisen auf relativ große Partikel ($> 500\mu\text{m}$) im Bereich des Äquators hin. Lokale Variationen werden vor allem dahingehend untersucht, ob neben dem globalen Verteilungsmuster der Partikelgrößen möglicherweise lokale Veränderungen in Abhängigkeit der geologischen Oberflächenstrukturen existieren.

Die für Variationen in der Partikelgröße empfindlichen Absorptionen im Wassereis bei $1,04$ und $1,25\mu\text{m}$ (siehe Kap. 6.1.2) konnten im Bereich von Uruk Sulcus (NIMS-Beobachtung G8GNURUK) wegen des Ausfalls der entsprechenden Detektoren (siehe Kap. 5.1) nicht analysiert werden. Jedoch wurde in Kapitel 6.1.2 gezeigt, dass Quotientenbilder, welche das Verhältnis der Absorptionstiefen bei 2 und $1,5\mu\text{m}$ darstellen, ebenfalls Indikatoren für Variationen der Partikelgröße von Wassereis sind.

In Abbildung 6.36 (links) sind die Variationen im Verhältnis der Absorptionstiefen farbkodiert dargestellt. Generell weisen hohe Messwerte auf kleinere und niedrige Messwerte auf größere Wassereispartikel hin. Relativ hohe Messwerte konzentrieren sich vor allem im Bereich der morphologisch frischen Einschlagskrater. Ihre Umgebung weist dagegen niedrigere Quotienten auf. Dies weist im Allgemeinen auf geringe Partikelgrößen im Bereich der Einschlagskrater relativ zum Sulcus und zu den Regionen hin. Jedoch wurde bereits im Kapitel 6.1.2 auf den Effekt der Sättigung im Falle der Absorption bei $2\mu\text{m}$ hingewiesen. Die Sättigung der Absorption bei $2\mu\text{m}$ äussert sich vor allem darin, dass die Absorption bei $1,5\mu\text{m}$ mit wachsender Partikelgröße tiefer wird als die bei $2\mu\text{m}$. Der Quotient aus den beiden Absorptionstiefen wäre in diesem Fall kleiner als der Wert 1. Dies ist auch im Bereich von Uruk Sulcus der Fall. Die Messwerte liegen zwischen $0,82$ und $0,98$. Dies entspricht in etwa den Messwerten der globalen Untersuchungen und wurde mit einer Partikelgröße von etwa $500\mu\text{m}$ in Zusammenhang gebracht (Kap. 6.1.2). Scheinbar bewegt sich die Absorption bei $2\mu\text{m}$ im Bereich der Einschlagskrater aus dieser Sättigung heraus, da die Messwerte nahe dem Wert 1 liegen und deutlich höher gegenüber denen der Umgebung ausfallen. Jedoch sind die Werte nicht vergleichbar mit denen der polaren Regionen ($\sim 1,2$). Dies ist entweder bedingt durch die geringen Durchmesser der Einschlagskrater gegenüber der räumlichen Auflösungen der NIMS-Daten oder die Einschlagskrater weisen etwas geringere Partikelgrößen auf als die polaren Ablagerungen.

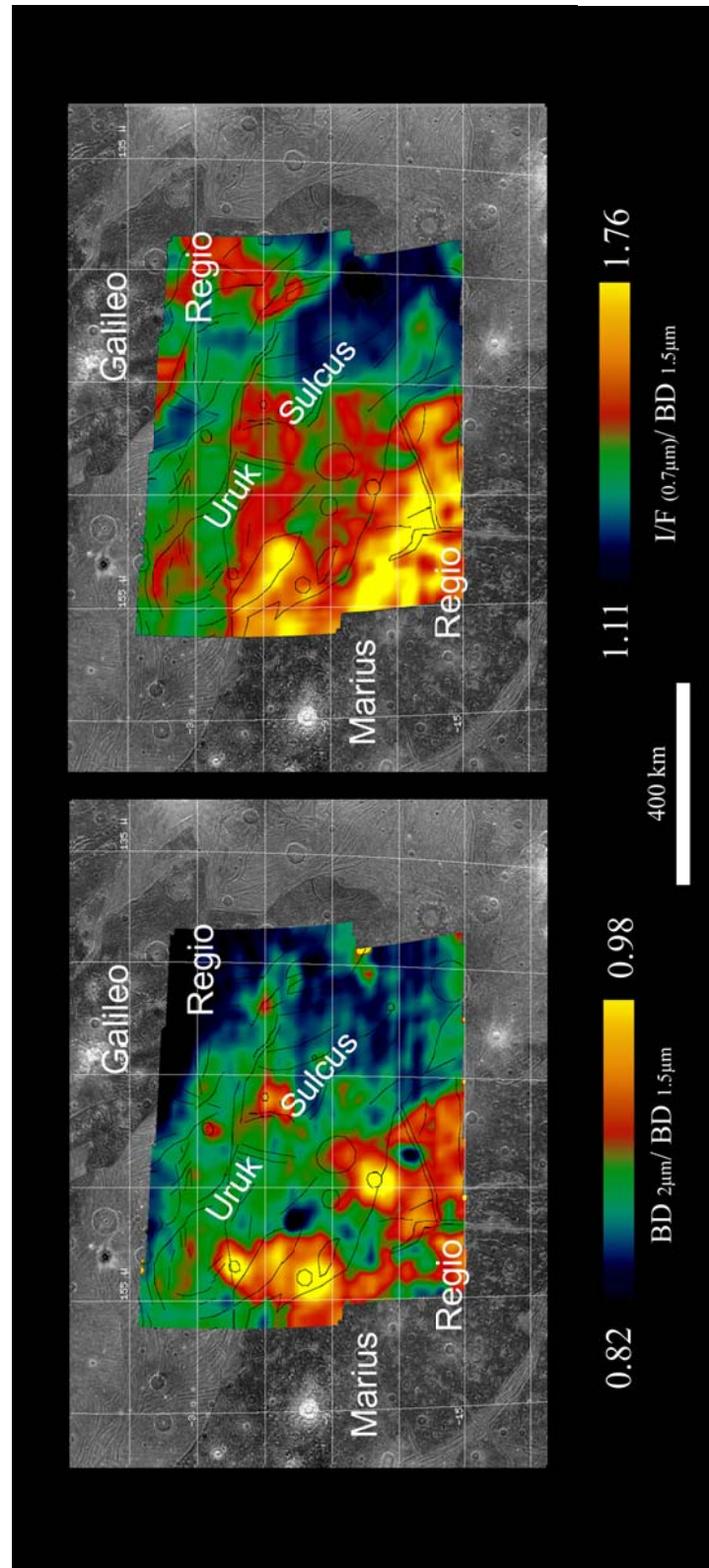


Abb. 6.36: Farbodierte Darstellung des Verhältnisses: 1. der Absorptionstiefen von Wassereis bei 2 und 1,5µm (links) und 2. der Helligkeitsvariationen im sichtbaren Licht und den Absorptionstiefen von Wassereis bei 1,5µm im Bereich von Uruk Sulcus (NIMS-Beobachtung G8GNURUK). Beide Quotientenbilder zeigen Variationen in der Partikelgröße von Wassereis an, mit relativ feinen Partikeln im Bereich morphologisch frischer Einschlagskrater (Diskussion im Text).

Zum Vergleich erfolgte die Analyse von Variationen in der Partikelgröße ebenfalls mit Hilfe des Verhältnisses zwischen dem Reflexionsgrad im sichtbaren Licht und der Intensität eines Absorptionsbandes von Wassereis (*Hibbitts*, 2001; siehe Kapitel 5.3.2). In Kapitel 5 wurde gezeigt, dass der Einfluss der Partikelgröße von Wassereis auf den Reflexionsgrad im sichtbaren Licht vernachlässigbar gering ist. Dieser variiert vor allem in Abhängigkeit des relativen Anteils von Wassereis. Im Falle eines ungesättigten Absorptionbandes, in dem der Einfluss der Partikelgröße höher ist, wie zum Beispiel bei $1,5\mu\text{m}$, lassen sich Unterschiede in der Partikelgröße von Wassereis mit Hilfe des Verhältnisses der beiden verstärken. Variiert nur der relative Anteil von Wassereis bzw. folgen die Veränderungen in der Partikelgröße von Wassereis dem relativen Anteil, korreliert der Quotient mit dem Reflexionsgrad (siehe Kap. 5). Variieren sowohl der relative Anteil als auch die Partikelgröße jedoch unabhängig voneinander, zerbricht die Korrelation. Um Einflüsse der Beobachtungsgeometrie auszuschließen, wird der Reflexionsgrad vor der Quotientenbildung photometrisch korrigiert. Dies erfolgt wie in Kapitel 5.3.1.2 beschrieben. Die gemessenen Intensitäten der einzelnen Absorptionen sind dagegen unabhängig von der Beobachtungsgeometrie (siehe Kap. 5). Ohne eine photometrische Korrektur würden daher neben Variationen in der Partikelgröße von Wassereis auch photometrische Effekte verstärkt werden.

Die Abbildung 6.36 (rechts) zeigt das Quotientenbild aus dem Reflexionsgrad im ersten Spektralkanal von NIMS ($0,7\mu\text{m}$) und der Absorptionstiefe von Wassereis bei $1,5\mu\text{m}$. Die Messwerte für Uruk Sulcus und die Regionen verhalten sich entgegengesetzt zu denen der Absorptionstiefen bei $1,5\mu\text{m}$ bzw. dem relativen Anteil. Mit steigendem Reflexionsgrad beim Übergang vom dunklen Gebiet der Regionen ins helle Gebiet von Uruk Sulcus nimmt der Quotient ab. Die Partikelgröße ist vermutlich im Bereich dieser beiden geologischen Einheiten konstant, wie es in den Variationen des Verhältnisses der Intensitäten bei 2 und $1,5\mu\text{m}$ angezeigt ist. Dies stimmt ebenso überein mit den globalen Beobachtungen (Kap. 6.1.2). Eine konstante mittlere Partikelgröße von Wassereis im äquatorialen Bereich stellt sich ein, wenn ein Gleichgewicht zwischen den stetig wechselwirkenden Prozessen des thermisch bedingten Anwachsens der mittleren Partikelgröße von Wassereis (*Clark et al.*, 1983) und der Zerstörung der Kristallstruktur von Wassereis durch mikrometeoritische Einschläge (*Chapman & McKinnon*, 1986; *Mishima*, 1996; *Hansen & McCord*, 2004) besteht. Würde die Partikelgröße jedoch vollständig mit dem relativen Anteil von Wassereis korrelieren, sollten die niedrigsten Werte im Bereich der Einschlagskrater liegen. Dagegen zeigen sie ähnlich hohe Werte wie die Regionen. Dies wird vor allem in der dreidimensionalen Darstellung in Abbildung 6.37 deutlich. Die im sichtbaren Licht dunkelsten und hellsten Bereiche weisen ähnliche Quotienten auf. Die Werte des Quotientenbildes steigen nur, wenn die Absorptionstiefen bei $1,5\mu\text{m}$ im Verhältnis zum Reflexionsgrad relativ gering sind. Dies ist nur möglich, wenn die Partikelgröße von Wassereis im Vergleich mit der Umgebung relativ gering ist.

Geringe Partikelgrößen im Bereich von Einschlagskratern sind ein direktes Resultat des Einschlagsprozesses (Abb. 6.38). Der Einschlagsprozess beginnt mit dem Kontakt zwischen Einschlagskörper (Projektile) und Zielobjekt, dem Wegdrücken des Materials des Zielkörpers aus dem Weg des Projektils und dessen Beschleunigung bis nahezu auf die Projektilgeschwindigkeit.

In derselben Zeit sinkt wegen des Widerstandes des Zielkörpers gegenüber dem Eindringen die Geschwindigkeit des Projektils. Das Material in der Kontaktzone zwischen Projektil und Zielobjekt unterliegt starker Kompression. Möglicherweise erfolgt die Transformation von Wassereis in Hochdruckpolymorphe (*Gaffney & Matson*, 1980). Übersteigt der Kompressionsdruck die Belastbarkeit vom Projektil und dem Material im Zielkörpers, kommt es zum Schmelzen und Verdampfen beider Materialien (*Melosh*, 1985). Im Falle von Wassereis im Bereich des Einschlagskraters wird dieses während des Einschlagsprozesses erwärmt, geschmolzen und vermutlich teilweise verdampft (*Gaffney & Matson*, 1980; *Chapman & McKinnon*, 1986). Dringt das Wasser an die Oberfläche, erstarrt es dort im amorphen Zustand (*Hansen et al.*, 2001) oder kondensiert aus der

Gasphase bereits in kubischer Kristallform (Gaffney & Matson, 1980). In den polaren Regionen bleibt das Wassereis im amorphen Zustand erhalten (bis 110 K, Hobbs, 1974; Leto *et al.*, 1996). Dagegen geht es in den äquatorialen Regionen auf Grund der Erwärmung während des Tages rasch in den feinkristallinen Zustand über, zunächst in den kubischen (zwischen 110 und 150 K, Delitsky & Lane, 1998) und dann in den hexagonalen (> 150 K, Delitsky & Lane, 1998) (Kap. 4).

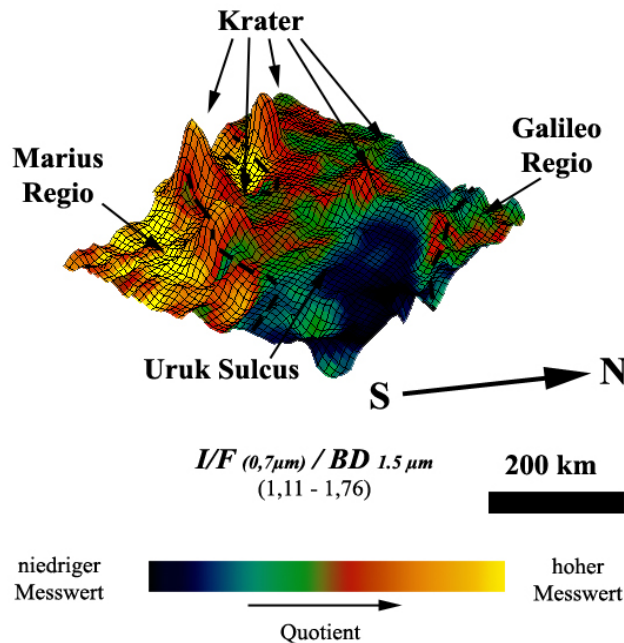


Abb.: 6.37: Dreidimensionale Darstellung der Variationen im Verhältnis des Reflexionsgrads bei $0,7\mu\text{m}$ und der Absorptionstiefe von Wassereis bei $1,5\mu\text{m}$ aus Abb. 6.36 im Bereich von Uruk Sulcus. Die Farbkodierung entspricht den Variationen im Verhältnis. Als Höheninformation dienen die Helligkeitsvariationen im sichtbaren Licht ($0,7\mu\text{m}$, photometrisch korrigiert) (Diskussion im Text).

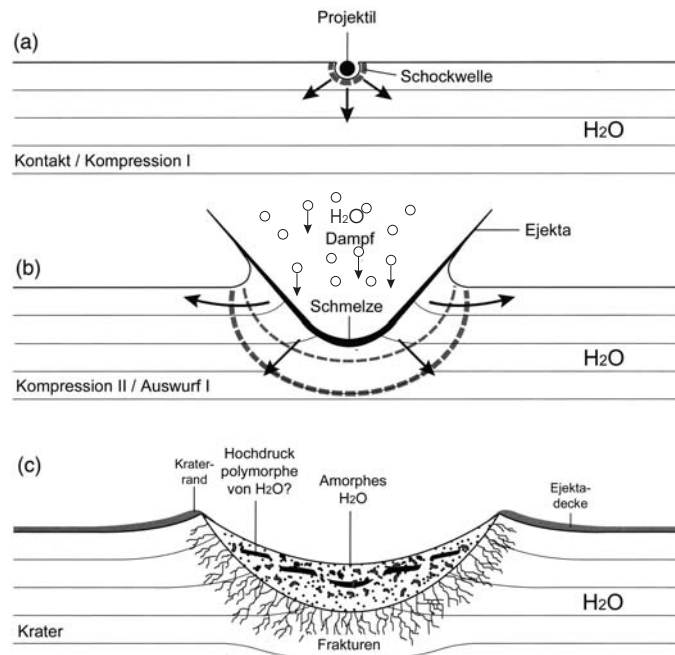


Abb. 6.38: Entwicklungsphasen einer einfachen schüsselförmigen Einschlagsstruktur: (a) Kontaktphase und initiale Kompression des Materials des Zielkörpers (Wassereis); (b) Aufschmelzung, Volatilisierung, Auswurf von Material aus dem Untergrund (Wassereis), Schockgefrieren von ausgeworfenem Wassereis und Absinken in amorpher Form in Richtung des Kraterbodens. Evtl. sind in während der Kompressionsphase entstandene Hochdruckpolymorphe von Wassereis in Form einzelner Linsen als Rest der ehemaligen Schmelze vorhanden (modifiziert nach French, 1998) (Diskussion im Text).

Geringe Partikelgrößen von Wassereis können somit neben der Morphologie von Einschlagskratern als ein Indikator für „frische“, das heißt, relativ junge Einschlagskrater angesehen werden. Dies heißt auch, dass das ausgeworfene Material nur für „kurze“ Zeit den Effekten des interplanetaren Raums ausgesetzt war. Es wurde somit kaum durch mikrometeoritische Einschläge verunreinigt bzw. durch thermal bedingte Sublimationsprozesse beeinflusst. Der relative Anteil von Wassereis des „frisch“ ausgeworfenen Materials spiegelt daher in etwa den relativen Anteil von Wassereis im Material des Untergrundes wieder. Dies unterstützt die Annahme einer eisreichen Kruste im Untergrund der Ganymedoberfläche.

6.2.3 Gehalt an CO₂

Die gemessenen Absorptionstiefen von CO₂ bei 4,25µm gaben im Rahmen der Untersuchung der globalen spektralen Variationen bisher keinen direkten Hinweis auf die Verbreitung von CO₂ auf der Ganymedoberfläche. Sie reflektierten im Allgemeinen nur den Reflexionsgrad der Ganymedoberfläche nahe 4,25µm (Kap. 6.1.3). Daher konzentriert sich die Analyse auf lokale Variationen der Absorptionstiefen von CO₂, wo diese unabhängig von Reflexionsgrad auftreten und Hinweise für eine endogene oder exogene Herkunft von CO₂ liefern.

Die Abbildung 6.39 zeigt die farbkodierte Darstellung der gemessenen Absorptionstiefen von CO₂ bei 4,25µm im Bereich von Uruk Sulcus. Die Intensitäten schwanken im Bereich von Uruk Sulcus zwischen $10,8 \pm 1,1$ % und $24,5 \pm 2,5$ % (Tab. 6.8). In der Abbildung 6.39 ist im Vergleich mit der geologischen Karte der Abbildung 6.33 deutlich zu erkennen, dass sich die höchsten Messwerte im Bereich der morphologisch frischen Einschlagskrater konzentrieren. Dagegen sind die Intensitäten in der Umgebung um etwa 10 % niedriger (Tab. 6.8).

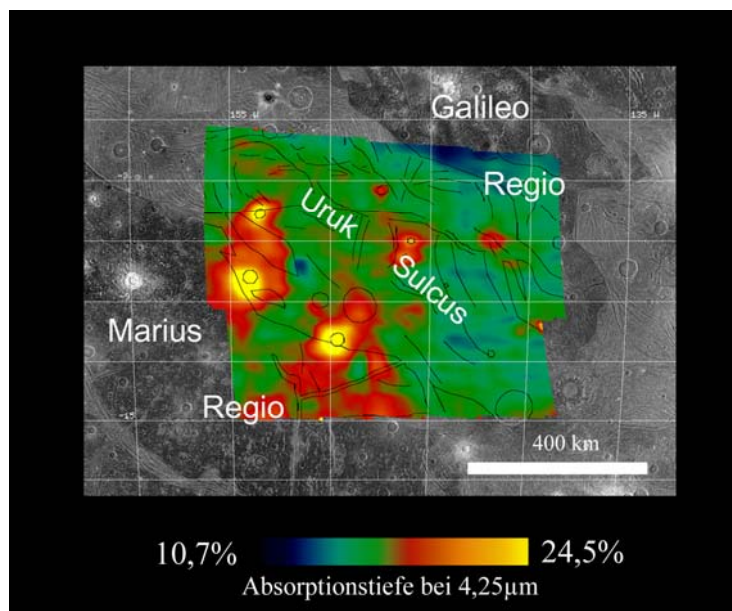


Abb. 6.39: Farbkodierte Darstellung der Variationen der Absorptionstiefen von CO₂ im Bereich von Uruk Sulcus (NIMS-Beobachtung G8GNURUK) (Diskussion im Text).

Dies ist ebenso deutlich in der dreidimensionalen Darstellung in Abbildung 6.40 zu beobachten. Als Höheninformation dient der Reflexionsgrad im sichtbaren Licht (0,7µm, photometrisch korrigiert). Die Einschlagskrater sind deutlich von der Umgebung abgegrenzt. Einerseits sind sie die im sichtbaren Licht hellsten Objekte und andererseits konzentrieren sich in ihrem Bereich die höchsten Absorptionstiefen bei 4,25µm. Die Unterschiede zwischen Uruk Sulcus und den benachbarten Regiones ist mit

maximal 4% relativ gering. Scheinbar nehmen die Intensitäten in Richtung Norden weiter ab. Das im Norden gelegene Galileo Regio weist mit im Mittel $11,4 \pm 1,2$ % die niedrigsten Messwerte auf, gefolgt von $13,4 \pm 1,4$ % für den sich im Süden anschließenden Uruk Sulcus und $13,9 \pm 1,5$ % für das am südlichsten gelegene Marius Regio.

Eine Abhängigkeit der Absorptionstiefen von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ scheint wenigstens im Bereich der Einschlagskrater nicht gegeben zu sein. In Abbildung 6.41 sind die gemessenen Absorptionstiefen dem Reflexionsgrad bei $4,25\mu\text{m}$ in Abhängigkeit der einzelnen geologischen Einheiten gegenübergestellt. Aufgrund des hohen relativen Anteils von Wassereis, welches im Wellenlängenbereich größer als $3\mu\text{m}$ das einfallende Sonnenlicht stark absorbiert, weisen die Einschlagskrater bei $4,25\mu\text{m}$ einen sehr niedrigen Reflexionsgrad bei $4,25\mu\text{m}$ auf. Im Allgemeinen ist die ohnehin relativ schwache Absorption von CO_2 hier kaum messbar und teilweise vollständig maskiert. Im Fall der Einschlagskrater im Bereich von Uruk Sulcus wurden jedoch trotz des Anteils die höchsten Absorptionstiefen von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ gemessen. Dagegen sind die Bereiche mit dem höchsten Reflexionsgrad (Galileo Regio) von relativ niedrigen Intensitäten gekennzeichnet. Dies deutet auf einen realen Anstieg im Gehalt von CO_2 im Oberflächenmaterial der morphologisch frischen Einschlagskrater hin.

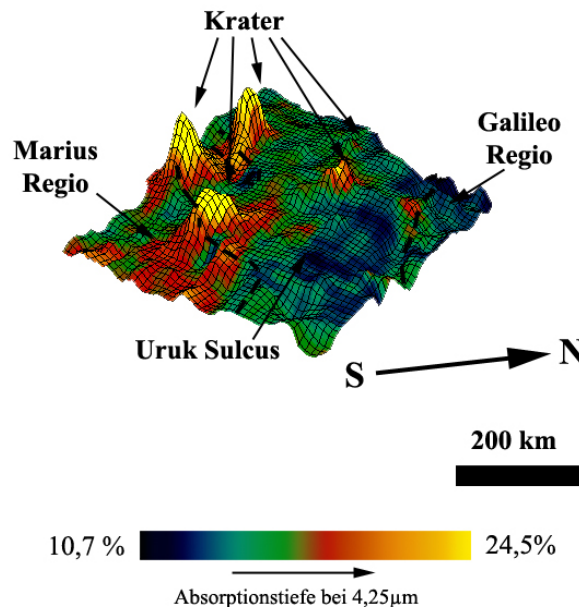


Abb.: 6.40: Dreidimensionale Darstellung der Variationen der Absorptionstiefe von CO_2 aus Abb. 6.39 im Bereich von Uruk Sulcus. Die Farbkodierung entspricht den unterschiedlichen Absorptionstiefen bei $4,25\mu\text{m}$. Als Höheninformation dienen die Helligkeitsvariationen im sichtbaren Licht ($0,7\mu\text{m}$, photometrisch korrigiert) (Diskussion im Text).

Absorption (μm)	Uruk Sulcus	Galileo Regio	Marius Regio	Helle Einschlagskrater
4,25	12,7 ($\pm 1,3$) – 14,0 ($\pm 1,4$)	10,8 ($\pm 1,1$) – 12,1 ($\pm 1,2$)	13,0 ($\pm 1,3$) – 15,0 ($\pm 1,5$)	17,2 ($\pm 1,7$) – 24,5 ($\pm 2,5$)

Tab. 6.8: Absorptionstiefen von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ (in %; + absoluter Fehler) im Bereich von Uruk Sulcus (NIMS-Beobachtung (G8GNURUK) aufgeschlüsselt für die drei geologischen Einheiten und deren Teilgebiete: das helle Gebiet von Uruk Sulcus, die dunklen Gebiete von Galileo und Marius Regio und im sichtbaren Licht helle Einschlagskrater. Die vollständige Statistik befindet sich im Anhang der Arbeit.

Die gemessenen Absorptionstiefen in der Umgebung der Einschlagskrater, also Uruk Sulcus, Marius und Galileo Regio spiegeln die globalen Variationen in den Absorptionstiefen von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ wieder (Kap. 6.1.3). Der beobachtete Bereich der Ganymedoberfläche liegt zwischen $0,2^\circ$ und 15°S . Im Vergleich mit der Abbildung 6.21 in Kapitel 6.1.3 entsprechen die lokal gemessenen Absorptionstiefen von CO_2 , den im globalen Maßstab gemessenen Intensitäten (ca. 11 bis 15%). In diesem Bereich

der Ganymedoberfläche wurden im globalen Maßstab die höchsten Absorptionstiefen von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ gemessen.

Die globalen Messungen zeigen jedoch auch, dass ab dem Äquator die Absorptionstiefen in Richtung der nördlichen Polkappen kontinuierlich abnehmen. Es wurde gezeigt, dass diese Abnahme zum einen mit der kontinuierlichen zunehmenden Bedeckung der Ganymedoberfläche mit feinkristallinem Wassereis in Zusammenhang steht oder das Resultat, des mit steigendem Anteil von Wassereis abnehmendem Reflexionsgrad nahe $4,25\mu\text{m}$ liegt. Dies wird auch als der Grund für die Abnahme der Absorptionstiefen zwischen Marius und Galileo Regio gesehen. Die Messwerte reflektieren nicht den Gehalt an CO_2 im dunklen bzw. hellen Gebiet.

Dagegen variieren die Absorptionstiefen von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ ähnlich der Partikelgröße von Wassereis im Bereich von Uruk Sulcus. In der graphischen Darstellung von Abbildung 6.42 sind die Absorptionstiefen von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ dem Verhältnis der Absorptionstiefen bei 2 und $1,5\mu\text{m}$ gegenübergestellt. Die Korrelation zwischen hohen Anteilen von CO_2 und geringen Partikelgrößen ist deutlich zu erkennen. Dies impliziert jedoch nicht unbedingt, dass mehr CO_2 in feinkristallinem Wassereis enthalten ist, sondern es besteht ein direkter Zusammenhang zwischen dem Gehalt von CO_2 und jungen Einschlagskratern.

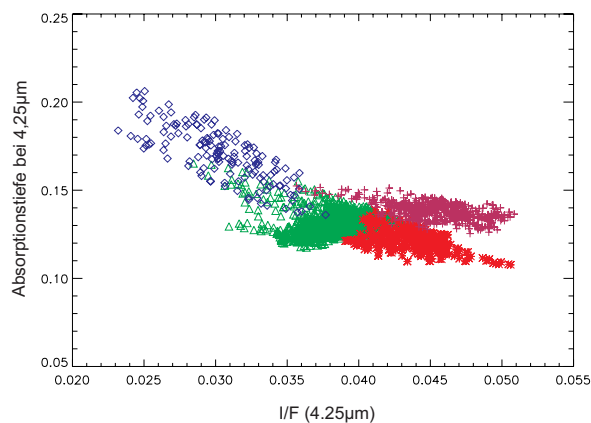


Abb. 6.41: Vergleich des Reflexionsgrades bei $4,25\mu\text{m}$ mit den Absorptionstiefen von CO_2 im Bereich von Uruk Sulcus (NIMS-Beobachtung G8GNURUK) separat für die geologischen Einheiten 1. Galileo Regio (rot), 2. Marius Regio (rosa), 3. Uruk Sulcus (grün) und 4. morphologisch frische Einschlagskrater (blau) (Diskussion im Text).

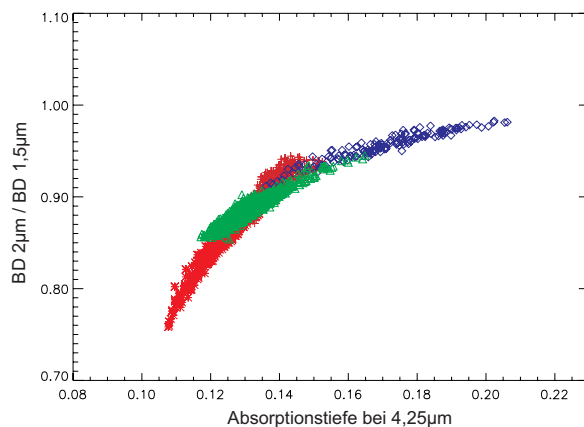


Abb. 6.42: Vergleich der Absorptionstiefen von CO_2 bei $4,25\mu\text{m}$ mit dem Quotienten der Absorptionstiefen von Wassereis bei 2 und $1,5\mu\text{m}$ im Bereich des Uruk Sulcus (NIMS-Beobachtung G8GNURUK) für die geologischen Einheiten: 1. Galileo Regio (rot), 2. Marius Regio (rosa), 3. Uruk Sulcus (grün) und 4. morphologisch frische Einschlagskrater (blau) (Diskussion im Text).

Die Konzentration von CO_2 im Bereich von jungen Einschlagskratern auf Ganymed impliziert einen mit Einschlagsprozessen (Abb. 6.38) verbundenen Mechanismus, welcher für die Verbreitung von CO_2 verantwortlich ist. Bereits für den Nachbarmond Callisto wurde im Bereich relativ junger Einschlagskrater eine hohe Konzentration von CO_2 beobachtet (Hibbitts *et al.*, 2001). Die Wellenlängenposition und der Verlauf bzw. die Form der Absorption bei $4,25\mu\text{m}$ ist für beide, Ganymed und Callisto, gleich. Die Wellenlängenposition verschiebt sich in Abhängigkeit der Zustandsform von CO_2 . Das heißt das CO_2 liegt in Form von Gasmolekülen vor, welche in einem Wirtsmaterial eingeschlossen sind (Hibbitts *et al.*, 2001). Diese Verbindungen werden CO_2 -Klathrate (Davidson, 1973) genannt. Wahrscheinlich handelt es sich in beiden Fällen auch um den gleichen Mechanismus, der zur Konzentration von CO_2 im Bereich von Einschlagskratern führt.

Es wird vermutet dass CO_2 -Klathrate im Untergrund von Callistos Oberfläche vorhanden sind (Bar-Nun *et al.*, 1985). Dann würde CO_2 entweder zwischen zwei regulär platzierten H_2O -Molekülen im Kristallgitter gefangen sein oder CO_2 nimmt den Platz eines regulären H_2O -Moleküls im Kristallgitter ein (Palumbo & Strazzulla, 1993).

Moore *et al.* (1999) vermutete die Existenz von CO_2 in der Eiskruste von Callisto um die rapide Sublimation von Wassereis auf Callisto zu erklären. Wassereis, vor allem wenn es reich an CO_2 ist, sublimiert sobald es durch ein Einschlagsereignis aus dem Untergrund freigelegt wird und führt zu einer relativ schnellen Degradation der Oberfläche. Die Stabilität von Klathraten im Untergrund von Callisto wurde in den Arbeiten von Hibbitts *et al.* (2001) und Miller (1985) nachgewiesen. Das Diagramm in Abbildung 6.43 demonstriert, dass Klathrate aus Wassereis und CO_2 im Bereich von Drucken zwischen etwa 800 und 3000 KPa (8 bis 30 bar) in Abhängigkeit der Temperatur stabil sind. In Bereichen größerer Drucke und über 273 K bilden Wasser und CO_2 eine liquide Lösung. Ist es kälter, ist das Klathrat in fester Form stabil, bleibt jedoch immer noch in Lösung mit flüssigem CO_2 . Ejekta, welches mit Einschlagskratern von Durchmessern zwischen 10 und 100 km in Beziehung steht, stammt aus Tiefen von 5 und nicht mehr als 10 km (Melosh, 1989). In einer Tiefe von etwa 10 km liegt der Druck in etwa bei 55 bar (Hibbitts *et al.*, 2001). Das Temperaturprofil von Callisto ist nicht bekannt, jedoch erreichen die Temperaturen keineswegs 273 K oder aber die obere Kruste wäre geschmolzen und die Oberfläche würde so aussehen wie Ganymed oder Europa. Daher ist es denkbar anzunehmen, dass Klathrate innerhalb der ersten 10 km der Eiskruste von Callisto geologisch stabil sind.

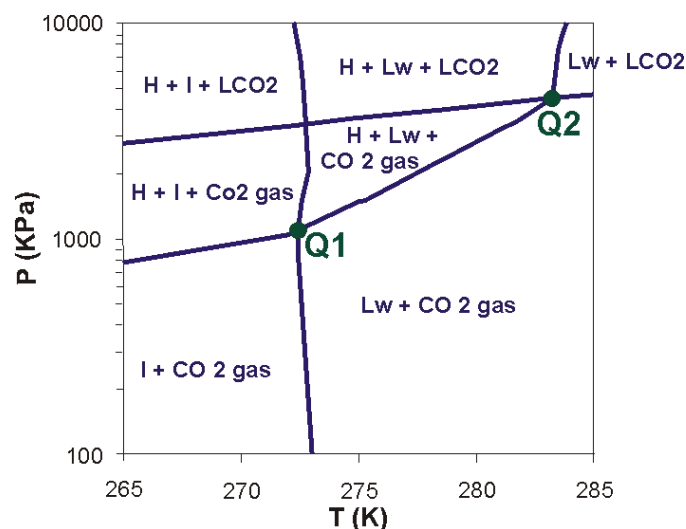


Abb. 6.43: Phasendiagramm für CO_2 -Klathrate. H=Klathrate Hydrate, I=Wassereis, Lw=Wasser, LCO2=flüssiges CO_2 , Q1 und Q2 sind die Quadruple Punkte (nach: Prieto-Ballesteros, 2004).

Ganymed dagegen weist Oberflächenstrukturen auf, die darauf hinweisen, dass im Inneren Temperaturen erreicht wurden, die das obere Krustenmaterial mobilisierten und in tektonischen Prozessen, welche die Oberfläche deformiert haben, resultieren (*Pappalardo*, 1999, siehe Kap. 2). Es ist möglich, dass im Falle des Vorhandenseins von Klathraten in den oberen 10 km von Ganymed diese in eine Lösung aus Wasser und gasförmigen CO₂ umgewandelt wurden. Es gibt Regionen auf Ganymed, in denen der Untergrund warm genug war, dass der spröde und duktile Übergang in Tiefen von nur wenigen Kilometern stattfand (*Collins et al.*, 1998 a, b). Jedoch wenn auch die oberen 10 km nicht ausreichend erwärmt wurden, um Clathrate in Wasser und gasförmiges CO₂ aufzulösen, wird die Stabilitätsgrenze der Clathrate verglichen mit Callisto in geringeren Tiefen erreicht. Dies geschieht wegen der ~35 % größeren Gravitationsbeschleunigung von Ganymed, welche einen größeren Druck in niedrigeren Tiefen bildet. Das gasförmige CO₂ könnte sich von der Ganymedoberfläche verflüchtigt haben, und hinterließ die obere Kruste vor allem im Bereich des hellen Gebiets an CO₂ verarmt zurück.

Dies ist konsistent mit dem geringeren Anteil an CO₂ im Oberflächenmaterial von Ganymed verglichen mit Callisto (*Hibbitts et al.*, 2001). Jedoch ziehen *Hibbitts et al.* (2001) nicht in Betracht, dass die höheren Absorptionstiefen für Callisto ebenfalls nur das Resultat eines höheren Reflexionsgrades nahe 4,25µm sind und nicht den Gehalt an CO₂ anzeigen. Die generelle Verarmung an CO₂ ist für Ganymed im Vergleich mit Callisto daher nicht gesichert. So deutet vor allem die Konzentration von CO₂ im Bereich von Einschlagskratern im hellen Gebiet darauf hin, dass noch ein gewisses Reservoir an CO₂ im Untergrund zurückgeblieben ist.

Im Falle von Klathraten im Untergrund wird das CO₂ bei einem Einschlagsereignis zusammen mit dem Wassereis freigesetzt und gelangt an die Oberfläche (Abb. 6.38 b). Nach *Bar-Nun et al.* (1985) entweicht unter experimentellen Bedingungen gasförmiges CO₂ aus dem Wassereis, wenn letzteres ebenfalls verdampft (bereits zwischen 165-190 K). An der Oberfläche wird CO₂ jedoch wieder im rasch erstarrenden (schock gefrorenen) amorphen Wassereis eingelagert (Abb. 6.38 b, c). Beim Erstarren bilden sich im amorphen Wassereis Hohlräume, welche beim Vorhandensein von Gas entstehen können (*Bar-Nun et al.*, 1985). Im Verlauf der Erwärmung des Oberflächenmaterials während des Tages geht, wie bereits beschrieben (Kap. 6.2.1.2), amorphes Wassereis in eine kubische Kristallform über (*Bar-Nun et al.*, 1985, *Delitsky & Lane*, 1998). Das eingelagerte CO₂ wird während der Kristallisation langsam aus dem Kristallgitter getrieben und wird danach langsam in die Umgebung abgegeben (*Sandford & Allamandola*, 1988; *Palumbo & Strazulla*, 1993). CO₂ kann jedoch noch teilweise im kubischen Wassereis enthalten sein, wenn beide gleichzeitig abgelagert wurden.

Es besteht auch die Möglichkeit, dass CO₂ durch den Einschlagskörper eingebracht wird. *Hibbitts et al.* (2001) und *Bar Nun et al.* (1985) diskutieren die Einbringung von CO₂ durch Kometen. Der Anteil an CO₂ ist jedoch vermutlich zu gering, um für die beobachtete Absorption bei 4,25µm verantwortlich zu sein und verdampft in der Regel.

Asteroiden des C- und D-Typs (Kap. 6.1.4) könnten ebenfalls einen großen Anteil der Einschlagskörper bilden. Sie besitzen einen hohen Anteil an Kohlenstoff (siehe Kap. 6.1.4). Beim Einschlag erfolgt im Kontaktbereich von Einschlagskörper und Zielobjekt die Verschmelzung von Wassereis und Gesteinsmaterial. Volatile Verbindungen entstehen und eventuell auch CO₂. Spuren von CO₂ in der Atmosphäre des Saturnmondes Titan wurden von *Samuelson et al.* (1983) mit dem Einfall wasserhaltigen meteoritischen Materials in Zusammenhang gebracht.