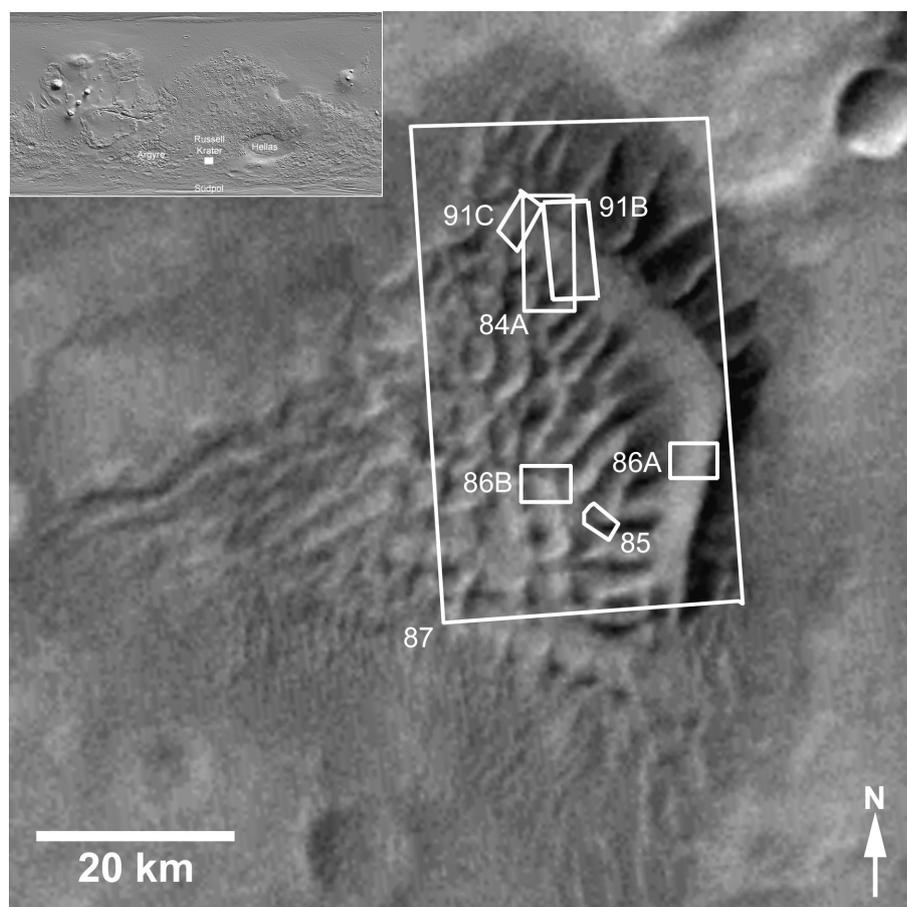


## 8 Saisonale Beobachtungen des Russell Krater Dünenfeldes

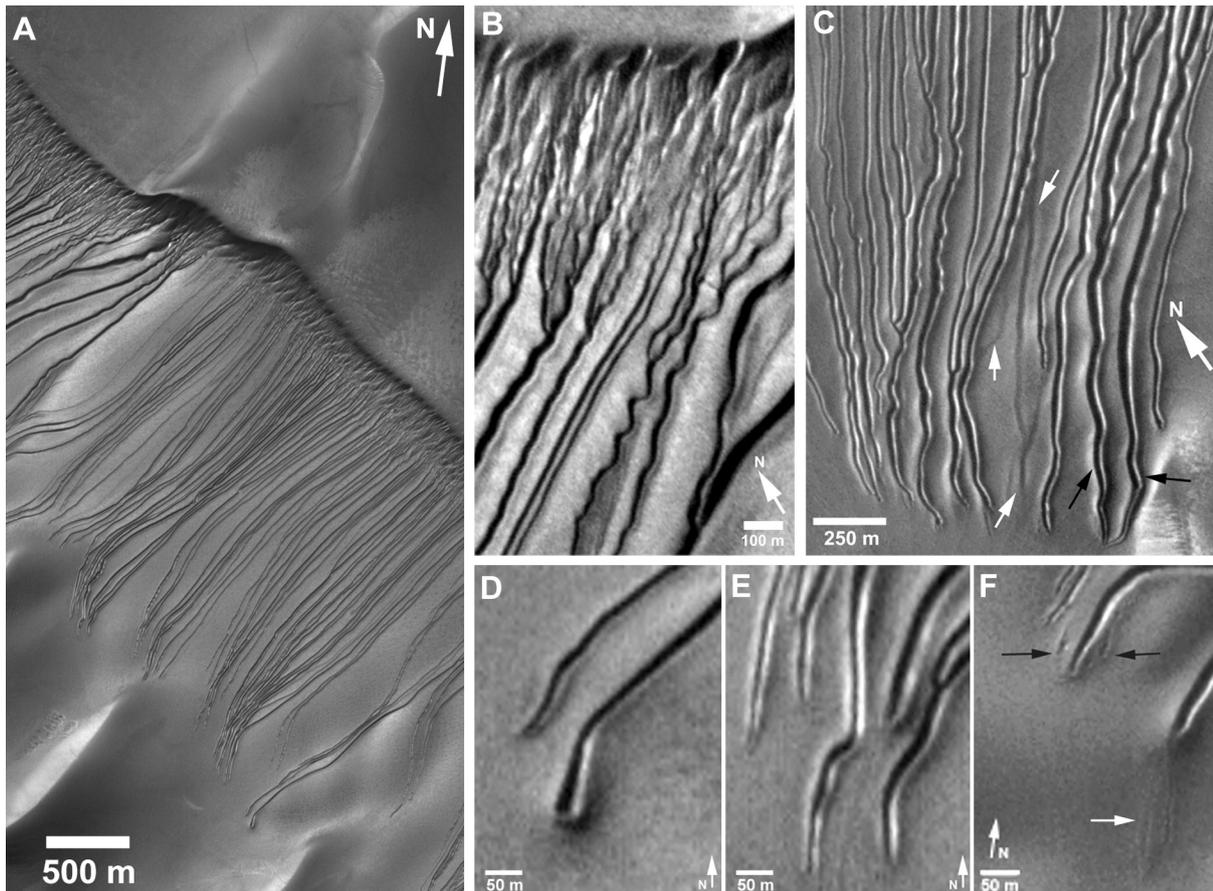
Eine Serie von Erosionsrinnen kommt auf dem Russell Krater Dünenfeld vor. Das Dünenfeld liegt in der *Noachis Terra* Region zwischen den großen Einschlagsbecken Argyre und Hellas bei  $54,5^{\circ}\text{S}$  und  $347,3^{\circ}\text{W}$  (Abbildung 83). Die meisten Erosionsrinnen treten an einem 350 m hohen (MOLA-Spur 16829) und etwa 20 km langen Barchan-ähnlichen Dünenhang (600 m Höhe bezogen auf die Dünenbasis) auf, der eine Neigung von etwa  $8^{\circ}$  (MOLA-Spur 13426) aufweist. Von dem Dünenfeld liegt zahlreiches Bildmaterial vor, so daß saisonale Beobachtungen photogeologisch und in Kombination mit TES Temperatur-, Albedo- und Druckdaten möglich sind, um die rezenten Bedingungen für die Bildung von Erosionsrinnen zu überprüfen (Reiss und Jaumann, 2003). Interessant an dem Vorkommen von Erosionsrinnen auf dunklen Dünenfeldern ist auch die Tatsache, daß diese Dünen zu den jüngsten Formen auf dem Mars zählen und möglicherweise auch heute noch aktiv sein könnten (s. Kapitel 2.4.6).



**Abb. 83:** MOC-WA Kontextbild (M1901171) des Russell Krater Dünenfeldes. Die weißen Umrahmungen zeigen die Lage folgender Abbildungen.

### 8.1 Morphologie und Vorkommen

Die Erosionsrinnen beginnen in kleinen Alkoven direkt am Dünenkamm. Die kleinen Rinnen zeigen im oberen, steileren Hang ein dendritisches Muster und vereinigen sich nach etwa 500 m zu Haupttrinnen (Abbildung 84), die eine Breite zwischen 8 m und 17 m und eine Länge von bis zu 2,5 km aufweisen. Die Haupttrinnen weisen zudem eine konstante Breite von der Quellregion bis zu ihrem Ende auf, mäandrieren leicht und verzweigen sich untereinander (Abbildung 84).

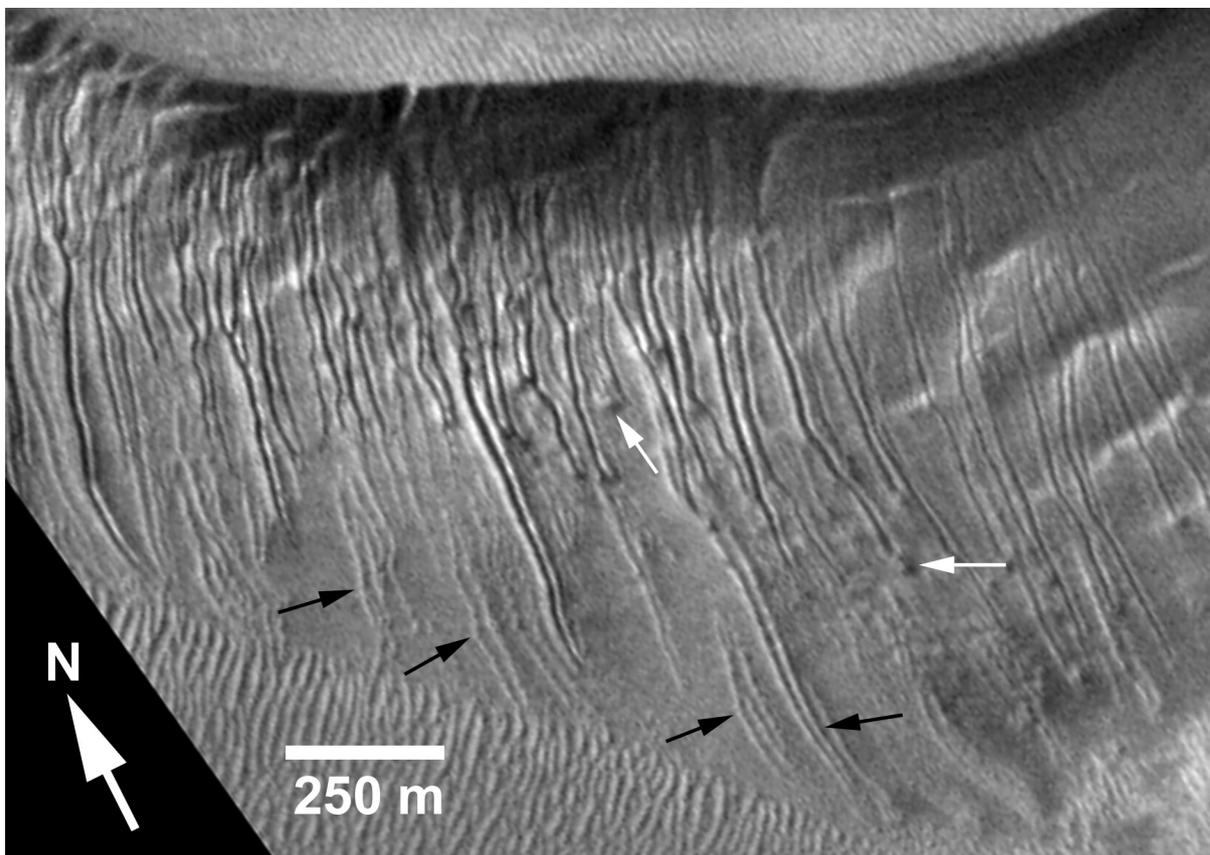


**Abb. 84:** (A) Typische Morphologie der Erosionsrinnen am SSW-gerichteten Hauptdünenhang (Ausschnitt aus M1901170); (B) Alkoven am Dünenkamm und dendritisches Anfangsmuster (Ausschnitt aus M1901170); (C) Depositionszone. Deutlich zu erkennen sind die seitlichen Ablagerungen (schwarze Pfeile). Mögliche ältere verschüttete und erneut überfahrene Rinnen sind mit weißen Pfeilen gekennzeichnet (Ausschnitt aus E0200070); (D) Die Termini der Erosionsrinnen können aus Frontablagerungen (die seitlichen Ablagerungen vereinigen an der Front) bestehen (Ausschnitt aus M1901170) oder (E) die Ablagerungen laufen, eingegrenzt durch die seitlichen Ablagerungen, flach aus (Ausschnitt aus M1901170) oder (F) Ablagerungen wurden über die Frontablagerung verfrachtet (weißer Pfeil), mögliche ältere, bereits teilweise verfüllte, Rinnenabschnitte sind mit einem schwarzen Pfeil gekennzeichnet (Ausschnitt aus E0200070).

Die Haupttrinnen sind vor allem im unteren Bereich von seitlichen Ablagerungen (levées) umgeben (Abbildung 84E). Auffällig ist das Fehlen von ausgeprägten Schwemmkegeln. Einige Termini weisen jedoch Damm-ähnliche Strukturen auf, die morphologisch konsistent zu den seitlichen Ablagerungen sind (Abbildung 84D). Die seitlichen Ablagerungen (levées) sind typische Merkmale von Fließbewegungen auf der Erde, die allerdings durch unterschiedliche Prozesse entstehen können (Corominas, 1995), z.B. durch (1) seitliche Verdrängung der Fließmasse (Sharp, 1942), (2) Überfahren von vorherigen Schuttströmen (Keefer und Johnson, 1983) oder (3) durch Überlaufen der Erosionsrinnen (Hooke, 1987). Curry (1966) beobachtete, daß Bodenmaterial in die Fließfront eines Schuttstromes aufgenommen und an den Seiten zu Wällen aufgeworfen wurde. Dies könnte die Damm-ähnlichen Strukturen, die bei einigen Erosionsrinnen vorkommen, erklären.

An kleineren Dünenhängen, südlich des großen Hanges, gibt es zudem kleinere Erosionsrinnen (Abbildung 85), die verfüllt sind. Diese Rinnen sind wahrscheinlich älter als die unverfüllten Rinnen. Desweiteren überlagern diese Erosionsrinnen Formen, die wahrscheinlich durch Geli-

fluktion oder Rutschungen entstanden sind, und sind demnach jünger. Interessanterweise sind auch jüngere Rinnen zu sehen, die den gleichen Verlauf der älteren, verfüllten Rinnen nahmen, aber meistens bereits in der Mitte des Hanges enden. Die Termini dieser kürzeren und jüngeren Rinnen weisen gedrungene, gewölbte Schwemmkegel auf. Das ausschließliche Vorkommen von Schwemmkegeln bei überfahrenen Erosionsrinnen deutet darauf hin, daß sie nur entstehen, wenn größere Mengen von Feinmaterial (Sand) von den Schlammströmen aufgenommen wird.

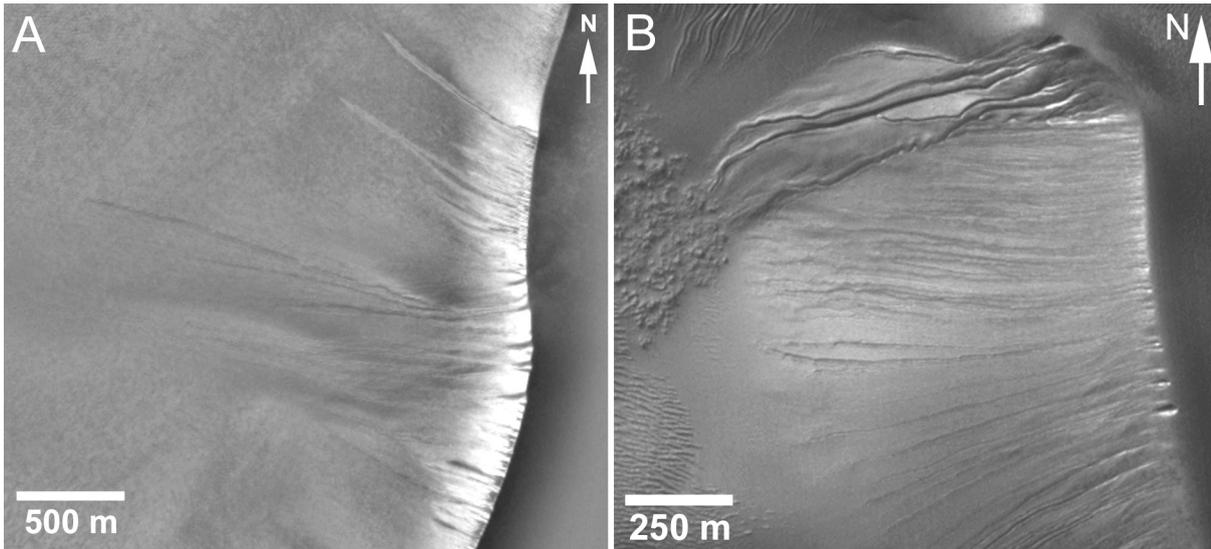


**Abb. 85:** Verfüllte Erosionsrinnen im unteren Teil eines kleinen Dünenhanges im Russell Krater (schwarze Pfeile). Jüngere Erosionsrinnen überformten die verfüllten Rinnen. Sie zeigen an den Termini oft gewölbte Schwemmkegel (weiße Pfeile). Erosionsrinnen überlagern zudem Solifluktsions- oder Rotationsrutschungsformen, rechts im Bild (M1901170).

Die Morphologie der Rinnen ist nicht mit trockenen Prozessen zu erklären. Die Sinuosität der Formen, wie auch die seitlichen Ablagerungen und die Front-Termini weisen auf Fließprozesse hin. Neben diesen Erosionsrinnen gibt es jedoch auch ähnliche Formen an den Dünenhängen, die eher auf trockene Massenbewegungen hindeuten (Abbildung 86). Die Erosionsformen unterscheiden sich jedoch in der Morphologie. Sie sind im Gegensatz zu den Erosionsrinnen nur sehr flach in die Dünen eingeschnitten und zeigen keine Sinuosität. Sie stimmen eher mit trockenen Lawinenabgängen überein, die auch schon an anderen Dünen auf dem Mars beobachtet wurden (*Edgett und Malin, 2000*).

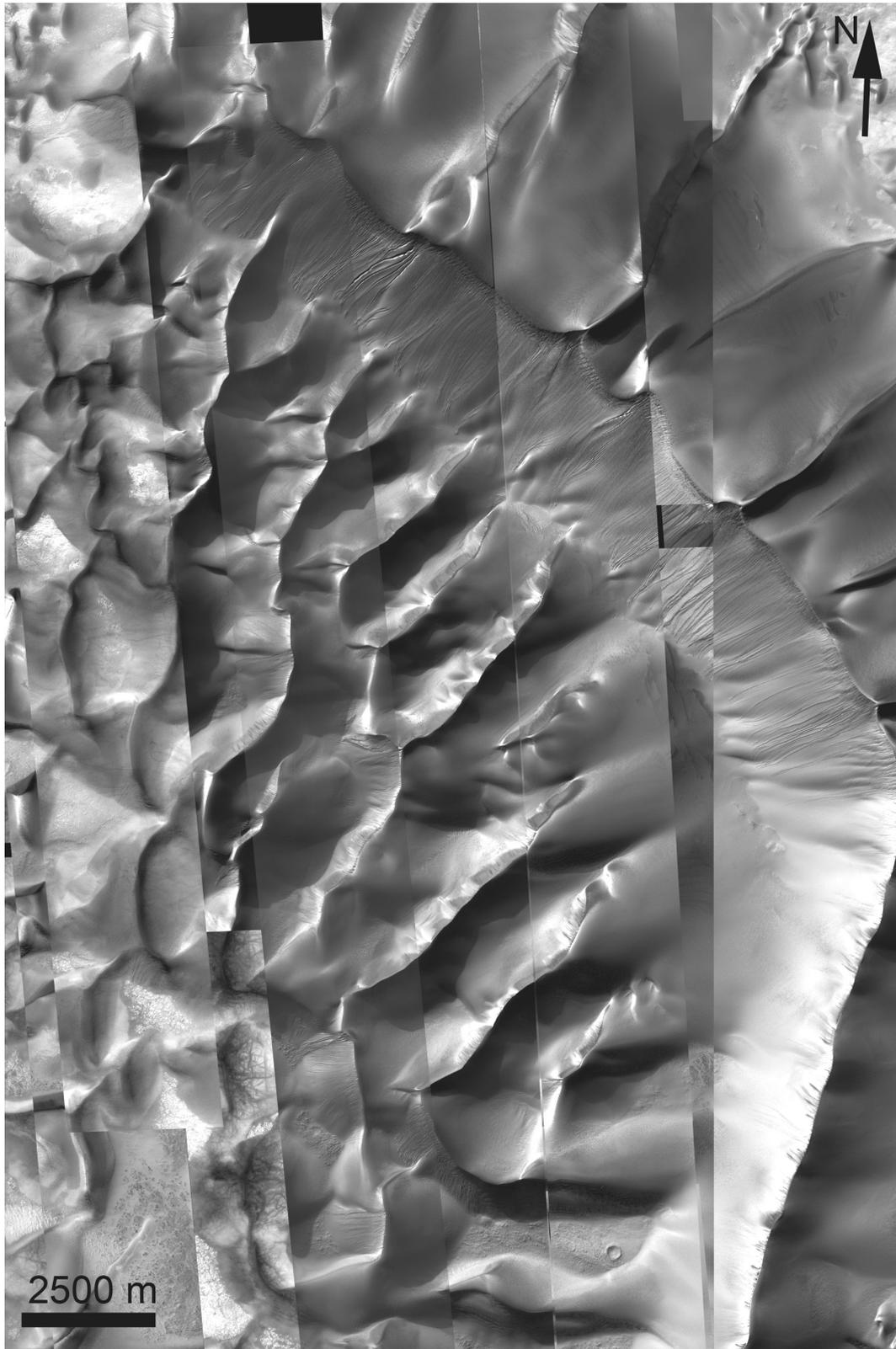
Abbildung 88 zeigt ein hochauflösendes Mosaik des Gebietes des Russell Dünenfeldes, auf dem die beschriebenen Formen vorkommen. Auf Basis dieses Mosaiks wurde die Kartierung in Abbildung 88 erstellt, um die stark expositionsabhängige Lage der Formen zu verdeutlichen.

Der überwiegende Teil der Erosionsrinnen kommt an dem Mega-Barchan-ähnlichen Dünenhang vor, aber nur an dessen in SSW-Richtung exponierten Hängen. Die wahrscheinlich tro-



**Abb. 86:** (A) Nach Westen gerichteter Dünenhang des Russell-Krater Dünenfeldes. Diese Erosionsformen ähneln morphologisch eher trockenen Lawinenabgängen (E0400835); (B) Die Übergänge zwischen diesen Formen sind jedoch beträchtlich, so daß die Vermutung nahe liegt, daß sich die Erosionsrinnen daraus entwickeln (E0200070).

ckenen Lawinenabgänge kommen in der Mehrzahl an dem nach Westen exponierten Hauptdünenhang vor. Weitere Erosionsrinnen und Lawinenrinnen treten vereinzelt an kleineren Hängen des Dünenfeldes auf. Auch hier zeigt sich eine starke Abhängigkeit von der Exposition. Erosionsrinnen kommen ausschließlich an den vor direkter Sonneneinstrahlung geschützten SSW-Hängen vor. Ausnahmen davon treten nur auf, wenn die lokale Topographie Hänge vor direkter Sonneneinstrahlung schützt (Abbildung 86). Die trockenen Massenbewegungsformen hingegen kommen vorwiegend an westlich exponierten Hängen, aber auch an NW-Hängen vor, jedoch niemals an nördlich exponierten Hängen, die der direkten Sonneneinstrahlung ausgesetzt sind.



**Abb. 87:** Mosaik des Russell Krater Dünenfeldes (MOC-NA Bilder: M0805691, M1901170, E1701282, E0101619, E0200070, E0200894, E0302343, E0400835, E1104202, R0200881, R0200996 und R0601007).

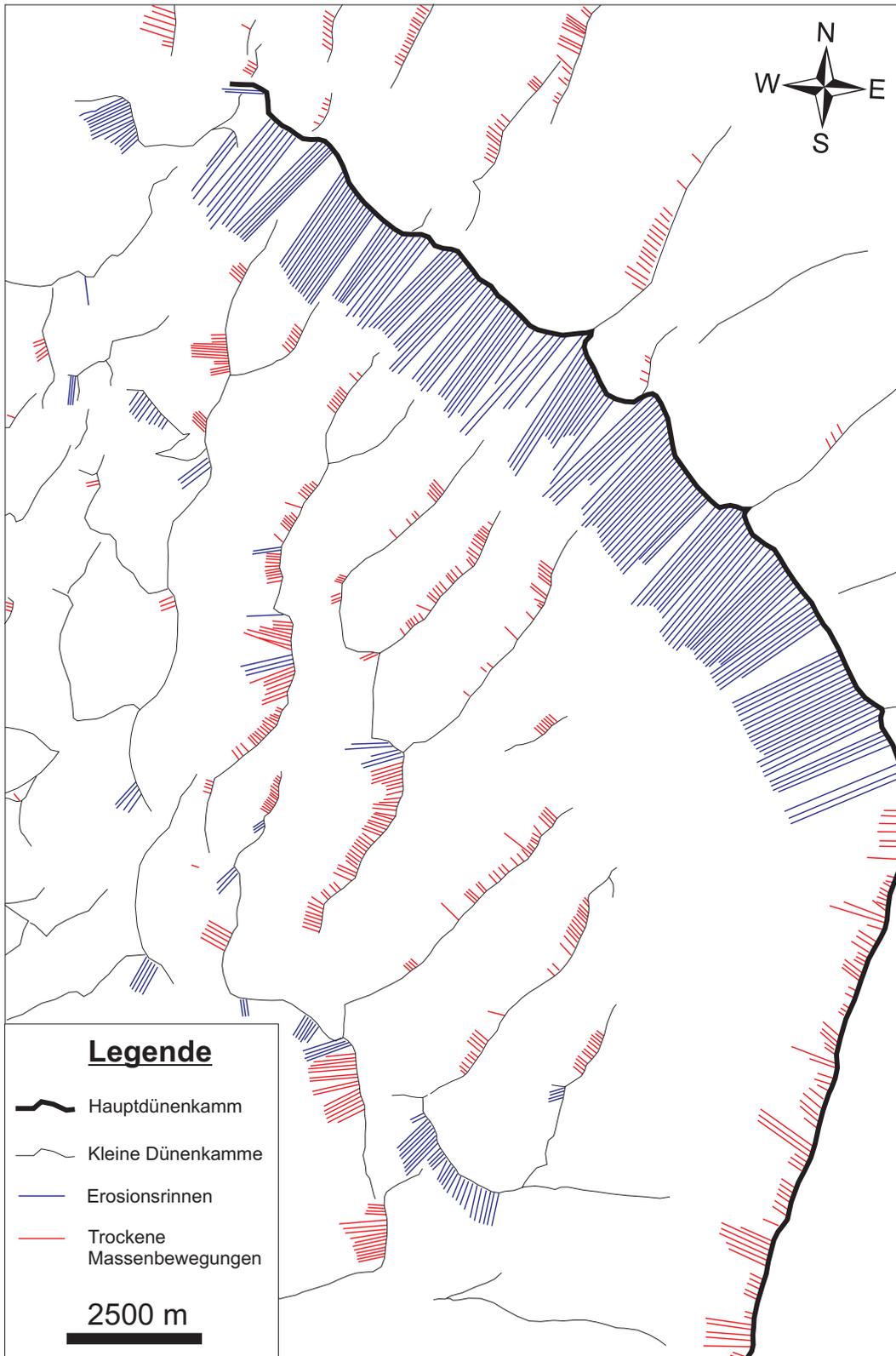
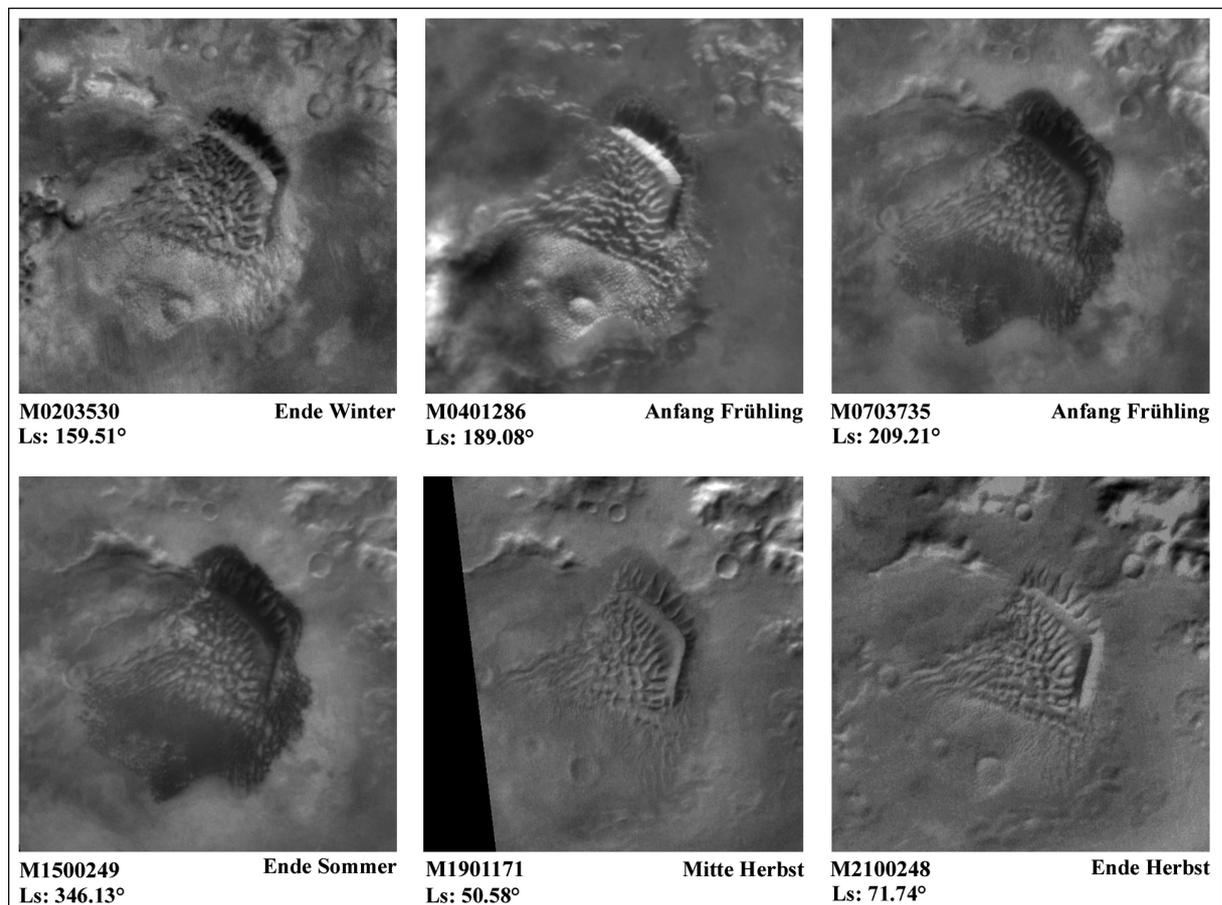


Abb. 88: Kartierung der Erosionsformen des Russell Krater Dünenfeldes.

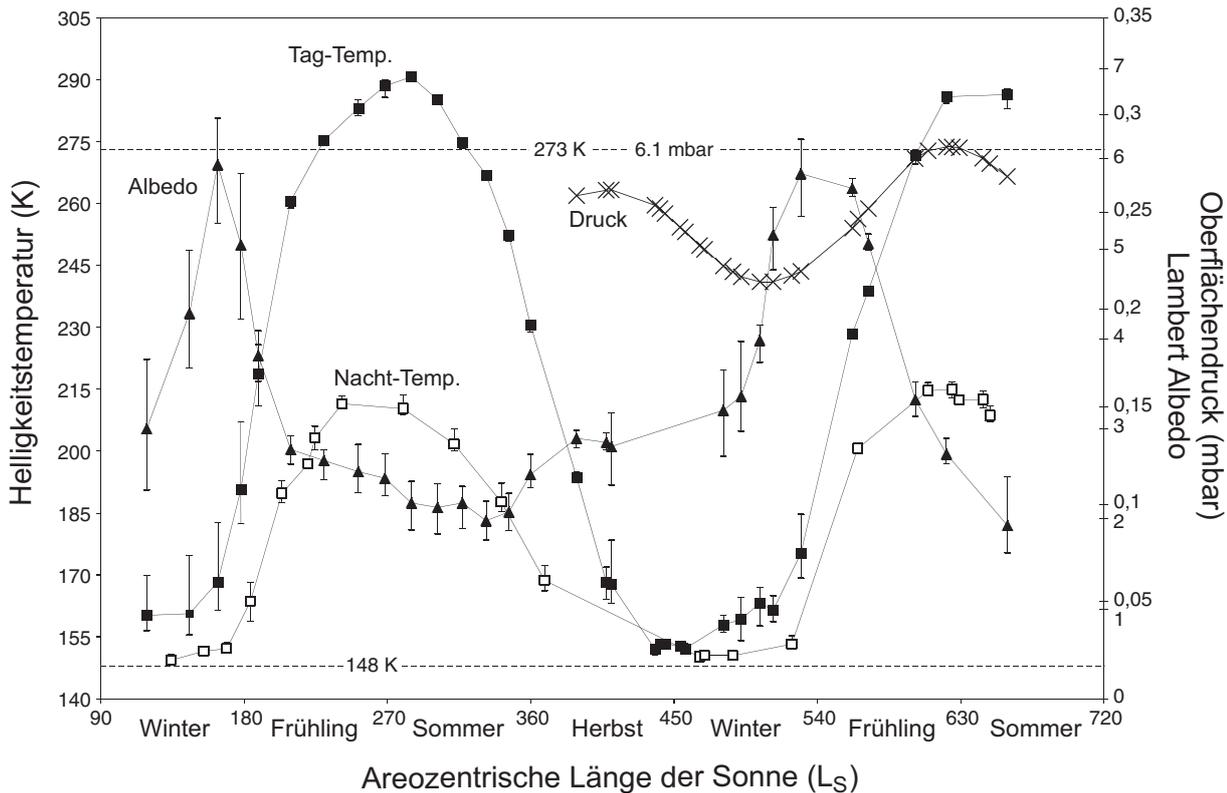
## 8.2 Saisonale Beobachtungen

Saisonale Beobachtungen wurden anhand von MOC-Bilddaten (MOC-WA und -NA) und TES-Daten durchgeführt. Mit den TES-Daten konnten die Tag- und Nacht-Helligkeitstemperatur (bolometrische Temperatur bei  $5,5 \mu\text{m} - 100 \mu\text{m}$ ) und die Albedo ( $0,3 \mu\text{m} - 2,7 \mu\text{m}$ ) als Funktion der Bahnposition des Mars ( $L_S$ ) über mehr als ein Marsjahr ermittelt werden. Aufgrund des polaren Orbits der MGS -Sonde erfolgten die TES-Messungen auf dem Russell Krater Dünenfeld tagsüber gegen 14.00 Uhr ( $\pm 1$  h) und nachts gegen 02.00 Uhr ( $\pm 1$  h) lokaler Zeit. Dadurch kommen die Temperaturmessungen den tatsächlichen, lokalen Maximal- und Minimaltemperaturen sehr nahe. Zudem wurden die modellierten TES-Oberflächendrucke, die nach *Tillman et al.* (1993) unter Verwendung von MOLA -Daten berechnet wurden, verwendet (siehe auch Kapitel 3.2.2).

Beobachtungen in MOC-WA Kontext-Bildern des gesamten Dünenfeldes (Abbildung 89) zeigen Albedoänderungen im Jahresverlauf. Im Winter ( $L_S = 160^\circ$ ) und zu Beginn des Frühjahrs ( $L_S = 189^\circ$ ) ist das Dünenfeld von hellem Frost bedeckt. Noch während des Frühjahrs ( $L_S = 209^\circ$ ) verschwindet die helle Frostbedeckung und das dunkle Dünenfeld kommt im Sommer ( $L_S = 346^\circ$ ) zum Vorschein. Anfang Herbst ( $L_S = 51^\circ$ ) erhöht sich die Albedo allmählich wieder und bereits am Ende des Herbstes ( $L_S = 72^\circ$ ) ist das Dünenfeld wieder von hellem Frost bedeckt.



**Abb. 89:** Jahreszeitlicher Verlauf der Frostbildung und Entfrostonung ( $\text{CO}_2$  und/oder  $\text{H}_2\text{O}$ ) auf dem Dünenfeld im Russell Krater ( $54,6^\circ\text{S}$ ,  $347,3^\circ\text{W}$ ). Die Sequenz von MOC-Bildern zeigt die Albedoänderungen vom späten Winter ( $L_S=160^\circ$ ) bis zum späten Herbst ( $L_S=72^\circ$ ). Deutlich erkennbar ist die drastische Abnahme der Albedo im späten Frühjahr und Sommer.



**Abb. 90:** Jahreszeitlicher Temperatur-, Albedo- und Druckverlauf im Dünenfeld des Russell Kraters als Funktion der Bahnposition des Mars ( $L_S$ ) bzw. der Jahreszeiten. Der Albedoverlauf (Dreiecke) ist invers mit der Temperatur (Quadrate) korreliert. Der Druckverlauf (Kreuze) hat sein Maximum im südlichen Sommer (aufgrund der Sublimation von Volatilen der Südpolkappe) erreicht. Insgesamt beinhaltet die Grafik rund 2000 Meßpunkte. Die Datenpunkte sind gemittelte Werte von Messpunkten eines Orbits. Die Maximal- und Minimalwerte dieser Datenpunkte sind durch Fehlerbalken markiert. Die Datensätze stammen aus zwei aufeinanderfolgenden Jahren, wobei das zweite Jahr bei  $L_S=360$  beginnt.

Dieser saisonale Wechsel ist auch in den TES-Messungen zu verfolgen (Abbildung 90). Die Albedo erreicht ihr Maximum mit durchschnittlich 0,27 gegen Ende Winter ( $L_S=160^\circ$ ). Zu diesem Zeitpunkt liegen die Tag- und Nachttemperaturen nahe der  $\text{CO}_2$ -Frosttemperatur von etwa 148 K (Die TES-Messungen sind bei sehr niedrigen Temperaturen ungenau, siehe Kapitel 3.2.3). Daher ist davon auszugehen, daß es sich vor allem um eine  $\text{CO}_2$ -Frostbedeckung auf dem Dünenfeld handelt. Der Anteil von  $\text{H}_2\text{O}$ -Frost ist hingegen ungewiß. Bei steigenden Tag- und Nachttemperaturen zu Beginn des Frühjahrs ( $L_S=170^\circ\text{S} - 210^\circ$ ) verringert sich die Albedo relativ schnell durch die Sublimation von  $\text{CO}_2$ -Frost mit den stark ansteigenden Temperaturen auf 0,13. In der Mitte des Frühjahrs ( $L_S=210^\circ$ ) verlangsamt sich die Abnahme der Albedo bis zum Ende des Frühjahrs ( $L_S=270^\circ$ ). Auch diese Albedoabnahme ist konsistent mit den langsamer ansteigenden Temperaturen. Am Übergang zwischen Frühjahr und Sommer ( $L_S\sim 270^\circ$ ) kommt es jedoch noch einmal zu einer stärkeren Abnahme der Albedo von etwa 0,11 auf bis zu 0,09. Die Minima der Albedowerte fallen in den gleichen Zeitraum mit den Maximaltemperaturen ( $L_S\sim 285^\circ$ ) von bis zu 292 K, wobei von  $L_S=285^\circ - 346^\circ$  die Albedowerte zwischen 0,09 - 0,1 schwanken, obwohl die Temperaturen ab  $L_S=285^\circ$  wieder fallen. Diese Abnahme könnte durch Sublimation und/oder möglicherweise Tauen von Wasserfrost bedingt sein. In diesen Zeitraum der Temperaturen von über 273 K fällt auch die Phase, in der die Oberflächendrucke die 6,1 mbar Grenze überschreiten (diese liegen nur vom zweiten Jahr vor, liegen aber jedes Jahr aufgrund des Sublimations-Depositionszyklus von  $\text{CO}_2$  im gleichen Zeitraum, s. Kapitel 2.5.2). Das Über-

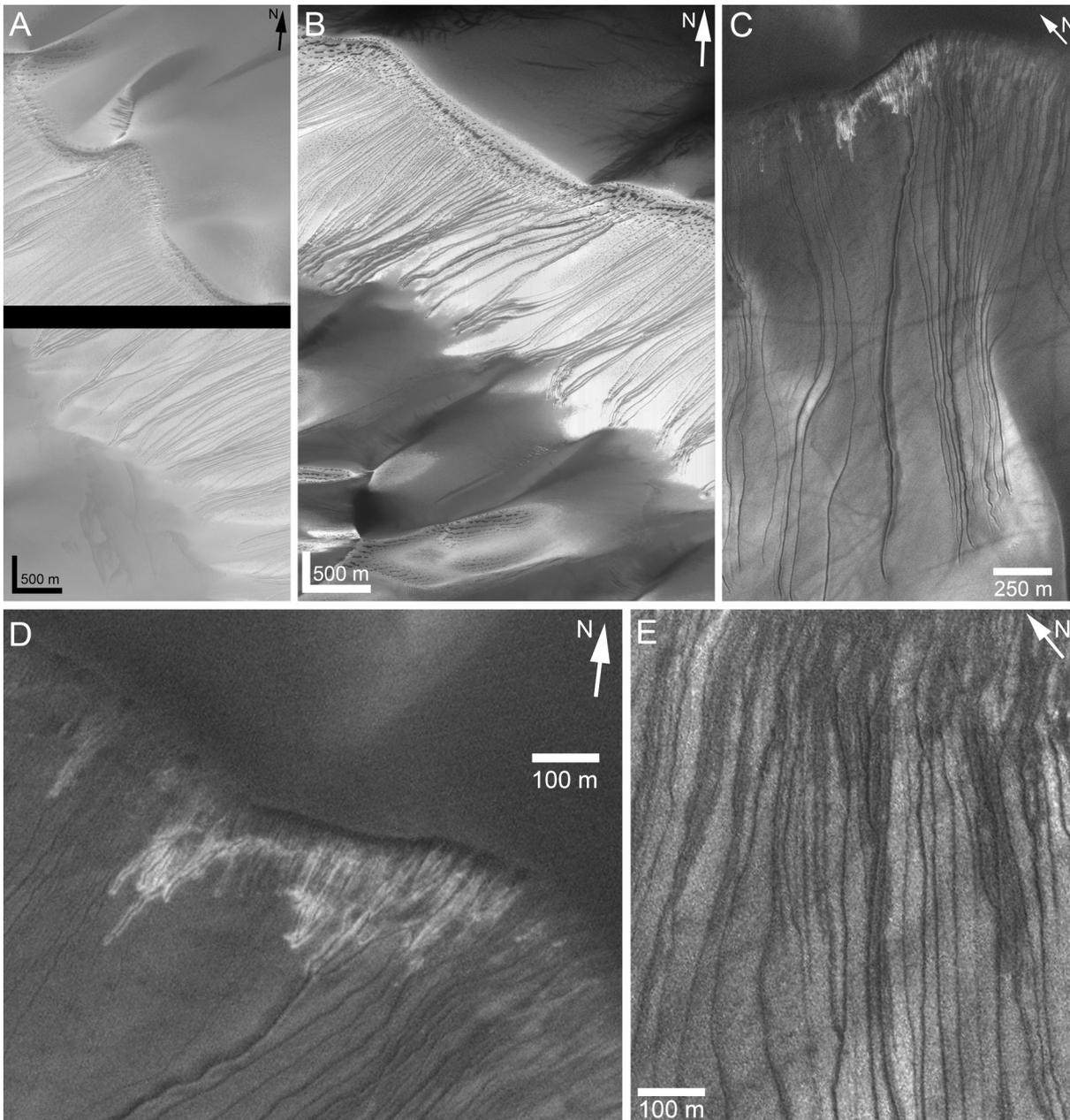
schreiten der 6,1 mbar- und 273 K-Grenze erlaubt physikalisch die flüssige Phase von Wasser. Mit weiter sinkenden Temperaturen Anfang Herbst ( $L_S=360^\circ\text{S} - 410^\circ$ ) steigt die Albedo wieder auf Werte zwischen 0,115 - 0,13 bei Tagestemperaturen zwischen 230 K - 170 K. Diese Zunahme wiederum wird wahrscheinlich durch Deposition von  $\text{H}_2\text{O}$ -Frost aus der Atmosphäre ausgelöst, da in diesem Zeitraum durch die Temperaturen noch kein  $\text{CO}_2$ -Frost stabil sein kann. Bei Temperaturen nahe der  $\text{CO}_2$ -Frostgrenze im Winter ( $L_S=450^\circ\text{S} - 540^\circ$ ; zweites Jahr) steigen die Albedowerte wie im vorhergehenden Jahr wieder stark an und der Zyklus beginnt von neuem.

Die hochauflösenden MOC-NA Bilder bestätigen diese saisonalen Veränderungen, liefern aber zusätzlich noch Details hinsichtlich der räumlichen Verteilung der Frostbedeckung und ihrer Auswirkungen auf die Erosionsrinnen (Abbildung 91). Im Winter ist das gesamte Dünenfeld von hellem Frost ( $\text{CO}_2$ ) bedeckt (Abbildung 91A). Bereits im Frühjahr ( $L_S=184^\circ$ ) ist der  $\text{CO}_2$ -Frost von ungeschützten Lagen durch die ansteigenden Temperaturen sublimiert. An den sonnenabgewandten, geschützten Lagen kann sich der Frost jedoch noch halten (Abbildung 91B). Im Frühjahr ( $L_S=215^\circ$ ) sind nur noch einzelne Frostflecken, vor allem an den oberen Bereichen und geschützten Lagen der Dünenkämme, zu beobachten (Abbildung 91C). Neben den kleinen Frostbedeckungen in diesen Lagen sind die Ränder der Rinnen durch auffällige dunkle Bereiche, auch in tieferen, ungeschützteren Lagen, begleitet (Abbildung 91D und E). Diese dunkleren Bereiche zeigen Ähnlichkeiten zu Durchnässungserscheinungen in unkonsolidiertem Feinmaterial auf der Erde (s. Abbildung 46B).

In diesem Zeitraum ( $L_S=215^\circ$ ) liegen die TES-Temperaturen ( $L_S=210^\circ$  und  $L_S=230^\circ$ ) zwischen 261 K und 275 K und die Albedo Werte zwischen 0,13 und 0,12 (Abbildung 90). Abbildung 92 zeigt die zum Aufnahmezeitpunkt aufgezeichneten TES-Oberflächentemperaturen in dem Ausschnitt des Bildes R0700192. Sie liegen um 15.00 Uhr lokaler Zeit in einem engen Bereich zwischen 271 K - 272 K, wobei die geringfügig niedrigeren Temperaturen am Dünenhang auftreten. Es ist anzunehmen, daß die Bodentemperaturen vor dem Aufnahmezeitpunkt sogar die Schmelztemperatur von Wasser mit über 273 K überstiegen. Die gleichfalls zum Bildaufnahmezeitpunkt aufgezeichneten Albedodaten liegen zwischen 0,136 - 0,144 und sind nicht konsistent mit einer vollständig entfrostenen Dünenoberfläche im Sommer mit Werten um 0,1 (Abbildung 90). Diese höheren Albedowerte im Frühjahr im Gegensatz zur vollständig entfrostenen Düne im Sommer weisen möglicherweise ebenfalls auf das Vorkommen von Wassereis auf der Düne hin. Zum einen sind auch die Nacht-Temperaturen von 190 K bei  $L_S=204$  und 203 K bei  $L_S=225$  zu hoch für eine  $\text{CO}_2$ -Frostbedeckung in tieferen Lagen und zum anderen übersteigen wahrscheinlich die Tagestemperaturen die Schmelztemperatur von Wassereis. Wenn die oberen Hänge in den Rinnen noch kleine Restbedeckungen von  $\text{CO}_2$ -Frost in dieser Zeit aufweisen können, so werden die dunkleren Bereiche an den Rändern der Rinnen möglicherweise durch Durchfeuchtung des Dünenmaterials aufgrund von Schmelzprozessen geringer Wassereismengen verursacht. Unglücklicherweise liegen die gleichen Hänge in vorhergehenden Bilddaten im Schatten, so daß keine möglichen Veränderungen in der Morphologie zu beobachten sind.

### 8.3 Altersabschätzung des Dünenfeldes

Dunkle Dünenfelder auf dem Mars weisen keine Einschlagskrater auf. Dies deutet darauf hin, dass sie vor kurzer Zeit noch aktiv waren oder sogar noch heute aktiv sind. Sie zählen daher zu den jüngsten Formen auf dem Mars (s. auch Kap. 2.4.6). Auch die Dünen des Russell Kraters erscheinen bei den gegebenen hohen Auflösungen vollständig unbekratert. Daher wurde das absolute Alter des Russell Krater Dünenfeldes mit einer Methode nach *Wagner et al.* (1999) bestimmt, in die folgende Parameter einfließen: (a) die gemessene Fläche der hochauflösenden MOC-Bilder; (b) das räumliche Auflösungsvermögen  $S$  in km/pxl (der kleinste erkennbare Krater sollte einen Durchmesser von ungefähr  $3 \times S$  km haben); (c) wir nehmen an, dass zumindest ein Krater mit einem Durchmesser gerade unter  $D = 3 \times S$  km auf der gegebenen Fläche vorkommt; (d)



**Abb. 91:** (A) Im Winter ( $L_S=161^\circ$ ) ist das gesamte Dünenfeld von Frost bedeckt (E0400835, nicht kartenprojiziert); (B) Heller Frost verbleibt zu Beginn des Frühlings ( $L_S=184^\circ$ ) an den geschützten, kälteren Dünenhängen (E0502470, nicht kartenprojiziert); (C) In der Mitte des Frühjahres ( $L_S=215^\circ$ ) sind nur noch vereinzelte Stellen von Frost bedeckt. Die maximalen Bodentemperaturen liegen zu dieser Jahreszeit um die 273 K und die Oberflächendrücke um die 6,1 mbar (Ausschnitt aus R07000192); (D) Vergrößerung aus C, die dunkleren Bereiche der Erosionsrinne in der Bildmitte könnte durch eine Durchfeuchtung des Dünenmaterials hervorgerufen werden; (E) Die gleichen dunkleren Stellen treten auch weiter östlich auf (Ausschnitt aus R0700192).

dies ergibt die obere Grenze für die Kraterhäufigkeiten auf den Dünenflächeneinheiten; (e) von diesen Häufigkeiten können absolute Modell-Alter nach dem Mars Einschlagskrater Chronologie Modell von *Hartmann und Neukum* (2001) abgeleitet werden. Die Bilder wurden anhand ihrer jeweiligen Auflösung in drei Klassen (2,8 m/pxl, 4,2 m/pxl und 8,35 m/pxl) zusammengefasst. Doppelt oder mehrfach abgedeckte Flächen wurden von den Ausgangsflächen abgezogen, wo-

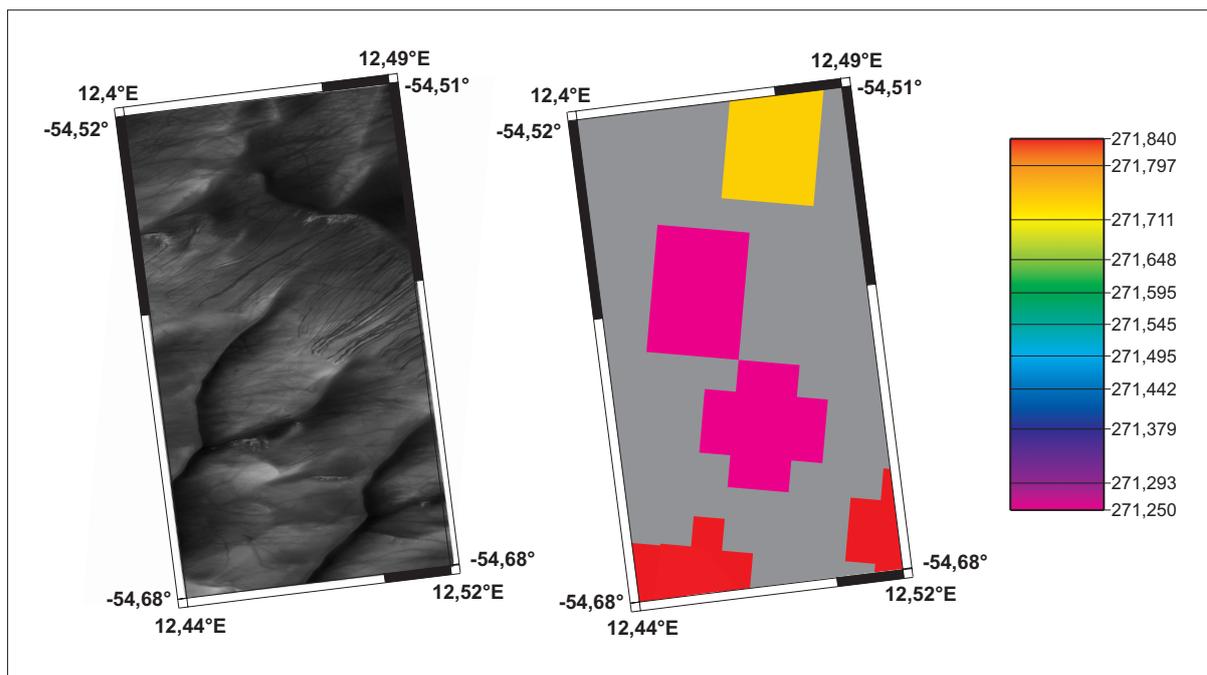


Abb. 92: TES-Bodentemperaturen zum gleichzeitig aufgenommenen MOC-NA Bild R07000192.

bei höher auflösende Flächen den Ausgangsflächen zugeteilt wurden. Die abgeschätzten oberen Modellalter-Grenzen liegen in einem Bereich von 100 (2,8 m/pxl) bis 10.000 (8,35 m/pxl) Jahren. Diese sehr jungen Alter deuten darauf hin, daß die Düne in jüngster Vergangenheit oder auch noch rezent Änderungen unterliegt bzw. noch aktiv sein könnte. Da kleinere Krater aufgrund der Hangneigungen und des feinen Sandmaterials durch Erosionsprozesse relativ schnell ausgelöscht werden, weist die Altersabschätzung des Dünenfeldes hohe Ungenauigkeiten auf. Diese Prozesse müssten aber in der gleichen Weise auch zu einer Verfüllung der Erosionsrinnen führen, so daß alles für ein sehr junges Oberflächenalter der Dünen als auch der Erosionsrinnen spricht.

## 8.4 Diskussion

Die Morphologie der Erosionsrinnen deutet darauf hin, daß eine Flüssigkeit bei dem Entstehungsprozeß involviert war. Trockene Massenbewegungen hinterlassen relativ gerade Erosionspuren wie auf den West-gerichteten Hängen. Die unterschiedlichen Morphologien könnten durch trockene oder feuchte Dünenhänge zur Zeit ihrer Entstehung entstanden sein. Sollten die Erosionsrinnen und trockenen Lawinenabgänge durch Rutschungen, ausgelöst durch Instabilität am steileren Dünenkamm, entstanden sein, so könnten die Rutschungen an den feuchten Hängen in Schlammströme übergegangen sein. Die Erosionsformen an Westhängen zeigen jedoch Ähnlichkeiten mit der Morphologie der Erosionsrinnen. Das gemeinsame nahe, räumliche Auftreten der Erosionsformen deutet auf eine gemeinsame Prozeßursache hin. Die trockenen Erosionsformen könnten eine Vorstufe zu den Erosionsrinnen anzeigen, die durch Rutschungen an den übersteilten Hängen ausgelöst werden. Auch bei den trockenen Formen könnte der Auslöser der Rutschungen durch die Instabilität der oberen Hangpartien, aufgrund von Sättigung der Porenräume durch Wasser sein. An den vor Insolation bis in das Frühjahr hinein geschützten SSW-Hängen könnten sich feuchte Hangpartien halten. Bei auftretenden Rutschungen würden diese dann möglicherweise in Schlammströme transformieren, da auch die unteren Hangpartien noch durchfeuchtet sind. Auch die unterschiedliche Länge der beiden Formen ist ein Hinweis darauf, daß bei den Erosionsrinnen im Gegensatz zu den trockenen Formen eine Flüssigkeit involviert war, da nasse Massenbewegungen eine längere Distanz zurücklegen als trockene Massenbewegungen (*Iverson, 1997; Vallance und Scott, 1997*). An den ungeschützteren W-Hängen hingegen weisen die unteren Hangpartien wahrscheinlich aufgrund der stärkeren Sonneneinstrahlung keine oder selten durchfeuchtete Bereiche auf, so daß die Rutschungen nicht oder nur selten in Schlammströme übergehen können. Die Übergänge zwischen beiden Erosionsformen sind jedoch so fließend, daß ein allmählicher Übergang der trockenen Erosionsformen in die Erosionsrinnen wahrscheinlich erscheint. Die Ursache dafür könnte in dem saisonalen oder periodischen Auftreten durchfeuchteter Hangpartien liegen, die durch jahreszeitliche Schwankungen in der Ausprägung des Klimas bedingt sein könnte. Durch weiteres Auftreten von durchfeuchteten Hängen könnten diese jetzt noch flach eingeschnittenen Erosionsformen weiter vertieft und vergrößert werden.

Die geringen Wassermengen in der heutigen Marsatmosphäre, die sich durch saisonale Deposition auf der Düne niederschlagen können, erscheinen jedoch für diese möglichen Bildungsprozesse der Erosionsrinnen als zu gering. An vor direkter Sonneneinstrahlung geschützten Bereichen der Viking 2 Landestelle, sogenannten Kältefallen, wurden jedoch  $\text{H}_2\text{O}$ -Frostschichten von geschätzten  $100 \mu\text{m} - 200 \mu\text{m}$  Dicke beobachtet (*Svitek und Murray, 1990*). Diese entstanden durch Re-Deposition von  $\text{H}_2\text{O}$  aus den umliegenden Bereichen, indem  $\text{H}_2\text{O}$  dort durch Sublimation und anschließende Deposition an den geschützten Stellen angereichert wurde. Dieser Effekt kann auch für die geschützten Dünenhänge angenommen werden und würde erklären, warum die Erosionsrinnen nur an diesen vorkommen. Auch für die allgemeinen geometrischen Eigenschaften von Erosionsrinnen werden diese Anreicherungsprozesse angenommen (*Hecht, 2002; Kossacki, 2003*). Für zusätzliche Mengen von  $\text{H}_2\text{O}$  könnten zudem die thermophysikalischen Eigenschaften des Dünenmaterials selbst beitragen. Saisonale Beobachtungen von Dünen zeigen ein spezifisches Einfangen und Entkommen von Volatilen. Die Frostbedeckung wie Entfroston auf den Dünen beginnt früher als in den umliegenden dünenfreien Bereichen (*Malin und Edgett, 2000c*), welches mit den thermophysikalischen Eigenschaften von Sand zusammenhängen könnte (*Malin und Edgett, 2001*). Feinmaterial wie Sand hat eine hohe spezifische Oberfläche, welches die Adsorption von Wasserdampf in den kalten Jahreszeiten erhöht. *Hecht (2002)* schätzt die Wassermengen, die aufgrund von Re-Deposition in den Rinnen abgelagert werden können auf eine Dicke von möglicherweise Millimeter bis Zentimeter (polwärts nimmt die mögliche Eisschicht zu), wohingegen *Kossacki (2003)* aufgrund der geometrischen Eigenschaften der Erosionsrinnen von einer maxi-

malen flüssigen Wassermenge von etwa  $0,2 \text{ kg m}^{-2}$  bis zu  $1 \text{ kg m}^{-2}$  (bei einer Lage  $50^\circ\text{S}$ ,  $50^\circ\text{E}$  an einem Westhang mit einer Hangneigung von  $30^\circ$ ) ausgeht. An den geschützteren Nordhängen hingegen können die möglichen maximalen Wassermengen höher angenommen werden.

Für eine Bildung der Erosionsrinnen durch einmalige Prozesse sind diese Wassermengen jedoch zu gering. *Mangold et al.* (2003) und *Miyamoto et al.* (2004) gehen aufgrund der Morphologie der Erosionsrinnen, da keine Spuren von überlagerndem Depositionsmaterial zu beobachten sind, davon aus, daß diese durch einmalige Prozesse geformt wurden. Die erforderlichen Wassermengen und Temperaturen dafür könnten zu Zeiten höherer Achsenneigung des Mars vorhanden gewesen sein (*Costard et al.*, 2002; *Mangold et al.*, 2003). Anhand der Höhe der seitlichen Ablagerungen (levées) und der Sinuosität leitete *Mangold et al.* (2003) mit einem eindimensionalen, plastischen Bingham-Fließmodell, welches erstmals von *Johnson* (1970) angewandt wurde, durchschnittliche Fließgeschwindigkeiten von  $1$  bis  $7 \text{ m s}^{-1}$  und eine durchschnittliche Viskosität von  $740 \text{ Pa s}$  der Schlammströme ab. Diese sind im Bereich der Werte für terrestrische Schuttströme mit einem Wasseranteil von  $10\%$  bis  $40\%$  (*Mangold et al.*, 2003). Mit nach einer anderen Methode gemessenen Höhen der seitlichen Ablagerungen, aber mit einem zweidimensionalen Bingham-Fließmodell, kommt *Miyamoto et al.* (2004) auf ähnliche Werte von etwa  $10^2 \text{ Pa s}$  Viskosität und einer Fließrate von etwa  $0,5 \text{ m}^3$ , die von ihnen als am wahrscheinlichsten angesehen werden und durch einmaliges Abschmelzen einer wenigen Zentimeter mächtigen Oberflächenschicht ( $50\%$  Eisanteil), welches einer Wassermenge von etwa  $100 \text{ m}^3$  entspricht, gebildet werden können. Die Simulationen mit Hilfe des Modells zeigen, daß die typische Form der Erosionsrinnen (z.B. die konstante Breite über die gesamte Länge) nur bei ganz bestimmten Viskositäten und Fließgeschwindigkeiten auftritt. Diese typische Morphologie der Rinnen kann nach den Berechnungen von *Miyamoto et al.* (2004) entweder von Schlammströmen durch einmaliges Abschmelzen mit oben genannter Fließgeschwindigkeit und Viskosität geformt werden oder durch höher viskose Ströme ( $10^7 \sim 10^{11}$ ) über einen Zeitraum von  $10^3$  Jahren bei sehr niedrigen Fließraten.

Wenn die Erosionsrinnen durch einen einmaligen Prozeß geformt wurden, so liegt dieser in der Vergangenheit, in der größere Wassermengen und höhere Temperaturen möglicherweise durch die größere Achsenneigung des Mars gegeben waren. Auf der anderen Seite zeigen die dendritischen Muster an den oberen Dünenhängen und die Verfüllung einzelner Rinnen sowie nachträglicher Schlammströme, daß mehrmalige Prozesse sehr wahrscheinlich an der Bildung der Erosionsrinnen beteiligt waren. Auf der Erde folgen Erosionsprozesse wie Schlammströme der gegebenen Topographie und nachfolgende Ereignisse fließen in den zuvor erodierten Bahnen. Die Bilddaten zeigen zu Beginn des Frühjahres Anzeichen von möglicher Durchnässung die von gleichzeitig aufgezeichneten Temperaturdaten gestützt werden. Möglicherweise können die Erosionsrinnen auch heute noch durch saisonales oder episodisches Schmelzen von Wassereis gebildet werden. Dies würde bei den geringen Wassermengen einen langsamen Bildungsprozeß bedingen, der geringe Veränderungen in der Morphologie bewirken würde, aber vielleicht nach mehreren Jahren kontinuierlicher Frost-Auftau Zyklen sichtbar werden würde. Bilddaten der bisherigen drei Marsjahre zeigen an den wenigen, mehrfach abgedeckten Dünengebieten keine Veränderungen in der Morphologie der Erosionsrinnen. Eine weitere Möglichkeit wäre, daß die Erosionsrinnen zu Zeiten höherer Achsenneigung des Mars gebildet wurden und Oberflächenabfluß geringer Wassermengen in den Erosionsrinnen unter heutigen Bedingungen noch stattfindet. Dies würde die „frisch aussehenden“ Erosionsrinnen auf den sehr jungen und möglicherweise noch aktiven Dünenhängen erklären, da aktive äolische Prozesse (Staubstürme, mögliche Dünenaktivität) zu einer allmählichen Verfüllung der Rinnendepressionen führen.

## 8.5 Schlußfolgerungen

1. Die Morphologie der Erosionsrinnen - sowie ihre Sinuosität, Verzweigung und seitlichen Ablagerungen - deutet darauf hin, daß eine Flüssigkeit bei ihrer Bildung involviert war. Unter Anbetracht der Tatsache, daß kein anderes Medium auf dem Mars die flüssige Phase erreichen kann, muß es Wasser gewesen sein.

2. Die saisonalen Beobachtungen zeigen einen Frost-/Entfrostszyklus auf der Dünenoberfläche. Im Frühjahr steigen die Oberflächentemperaturen und Drücke auf über 273 K und 6,1 mbar. Eine vorübergehende Phase von flüssigem Wasser kann erreicht werden, worauf möglicherweise auch Feuchtigkeitserscheinungen an den Rinnenrändern in Bilddaten hindeuten.

3. Altersabschätzungen anhand von Kraterstatistiken deuten auf eine sehr junge Dünenoberfläche hin. Möglicherweise sind die Dünen noch unter heutigen Klimabedingungen aktiv. Die Erosionsrinnen müssen aufgrund der Überlagerungsbeziehungen jünger sein als die letzte aktive Phase der Dünen.

4. Drei Möglichkeiten zur Bildungszeit der Erosionsrinnen sind wahrscheinlich: a) Die Erosionsrinnen wurden während einer Phase von höherer Achsenneigung des Mars, die größere Wassermengen und Temperaturen in niedrigeren Breitengradregionen verursachte, gebildet. b) Geringe Mengen von Wassereis, die sich durch Deposition und nachfolgende Re-Deposition an den geschützten Hängen (Kältefallen) niederschlagen, schmelzen saisonal oder episodisch im Frühjahr und bilden durch langsame Fließprozesse über einen langen Zeitraum die Erosionsrinnen unter heutigen Klimabedingungen. c) Die Erosionsrinnen wurden durch eine Kombination von a) und b) gebildet.