

Lake Vostok – Ein geowissenschaftliches Portrait eines antarktischen Subglazialsees

by Andreas Richter¹

Zusammenfassung: Lake Vostok ist der größte der heute bekannten subglazialen Seen. Er befindet sich in der zentralen Ostantarktis, unter einer 4 km mächtigen Eisdecke. Der Artikel gibt einen komprimierten Überblick über Geschichte und Ergebnisse seiner multidisziplinären Erforschung und den heutigen Kenntnisstand zu diesem außergewöhnlichen Ökosystem. Geodäten der Technischen Universität Dresden beteiligen sich seit 2001 an der Lake-Vostok-Forschung.

Abstract: Lake Vostok is the largest subglacial lake known today. It is located in central East Antarctica, below 4 km thick ice. The article gives a concise overview of the history and main results of its multidisciplinary exploration as well as our present knowledge of this unique ecosystem. Geodesists of Technische Universität Dresden have been contributing since 2001 to the Lake Vostok research.

EINFÜHRUNG

Kein anderer Erdteil hat in den letzten Jahren so offenkundige Fortschritte in seiner Erforschung erfahren, hat so lange auf die Enthüllung grundlegender Wesenszüge warten müssen wie die Antarktis. Ein großartiges Beispiel für solch wesentliche, erst kürzlich erfasste Bausteine im Verständnis des weißen Kontinents sind seine subglazialen Seen und das subglaziale hydrologische System. Innerhalb der Antarktisforschung kommt daher der Erforschung der Subglazialseen eine herausragende Bedeutung zu. Die Zahl der in Antarktika identifizierten subglazialen Seen steigt stetig. WRIGHT & SIEGERT (2011) präsentieren ein Inventar von 387 bekannten antarktischen Subglazialseen. Die meisten dieser Subglazialseen sind klein, mit einer Längsausdehnung unter 10 km. Diesen zahlreichen, kleinen Wasserkörpern steht eine Reihe ausgedehnter Subglazialseen gegenüber. Neben dem Lake Vostok sind das insbesondere der 90°-See und der Sovyetskaya-See mit Oberflächeninhalten von 2000 bzw. 1600 km² (FILINA et al. 2007), sowie die nahe des Ansatzes des Recovery-Eisstroms entdeckte Gruppe von Subglazialseen (BELL et al. 2007). Die Anzahl, Konzentration und Ausdehnung der bisher bekannten Seen führen WRIGHT & SIEGERT (2011) zu dem Schluss, dass die Subglazialseen in der Antarktis eine Gesamtfläche von mindestens 40.000 km² einnehmen und zwischen 9.000 und 16.000 km³ flüssigen Wassers enthalten. Ein großer Teil der Subglazialseen konzentriert sich in der Nähe der Eisscheiden, wo das Eis seine maximale Mächtigkeit erreicht (WRIGHT et al. 2011). Eine weitere Tendenz in der räumlichen Verteilung der

Subglazialseen ist ihr gehäuftes Auftreten nahe der Ansätze von Eisströmen (BELL et al. 2007). Diese Beobachtung lässt einen entscheidenden Einfluss basalen Wassers auf die großräumige Fließdynamik und infolgedessen eine wesentliche Bedeutung der subglazialen Seen für den Eistransport und die Massenbilanz des antarktischen Eisschildes vermuten. Satellitenaltimetrische Daten dokumentieren rapide, lokal fokussierte und teilweise synchron gegenläufige Oberflächenhöhenänderungen von mehreren Metern, welche die Interpretation eines Ausflussereignisses von Wasser aus einem Subglazialsee in einen hydraulisch tiefergelegenen See gestatten (WINGHAM et al. 2006). Inzwischen wurden mehr als 120 solcher aktiver, durch eine Änderung ihres Wasservolumens gekennzeichnete Subglazialseen identifiziert (PATTYN 2011). Der Nachweis bedeutender Wassertransporte zwischen subglazialen Seen (CLARKE et al. 2006, FRICKER et al. 2007, FRICKER et al. 2009) erhärtet die Vorstellung eines aktiven, ausgedehnten hydrologischen Netzes unter dem antarktischen Eisschild (RÉMY & LEGRÉSY 2004, GRAY et al. 2005). Das Wissen um das Vorhandensein flüssigen Wassers unter dem Eis und die Kenntnis der Wechselwirkungen zwischen beiden Medien ist mitentscheidend, wenn Veränderungen an der Eisoberfläche als Folge von und Indikatoren für globale Klimaveränderungen interpretiert werden.

Die Existenz von Seen unter einer dauerhaften Eisdecke ist seit geraumer Zeit bekannt, ein prominentes Beispiel ist der isländische Grímsvötn über dem gleichnamigen Vulkan und unter der Vatnajökull-Eiskappe (z.B. BERTHIER et al. 2006). Die antarktischen Subglazialseen sind jedoch von einem grundverschiedenen Wesen: Sie befinden sich unter einem kilometermächtigen, kalten Eisschild; sie sind über klimatische Zeiträume stabile, von vulkanischer Aktivität unabhängige Erscheinungen und können hinsichtlich ihrer Dimensionen den Seen über Tage durchaus das Wasser reichen. Die Möglichkeit des Vorhandenseins flüssigen Wassers unter einem mächtigen Eisschild aufgrund des hohen Drucks wurde 1876 erstmals theoretisch von dem russischen Wissenschaftler Kropotkin erwogen (ZOTIKOV 2006). Die wahrscheinlich erste und unbewusste Erwähnung subglazialer Seen in der zentralen Antarktis geht auf den Chefpiloten der 4. Sowjetischen Antarktisexpedition R.V. Robinson zurück, der sogenannte „Seen“ mit auffällig ebener Oberfläche und sich deutlich abhebenden „Ufern“ als visuelle Navigationshilfe auf den Flügen von Mirny ins Innere des antarktischen Kontinents nutzte (ZOTIKOV 2006). Theoretische thermodynamische Überlegungen führten den sowjetischen Physiker I.A. Zotikov gegen Ende der 1950er, Anfang der 1960er Jahre zu der Annahme, dass weite Teile der zentralen Antarktis aufgrund der Mächtigkeit des Eisschildes durch permanentes Schmelzen an der Eisbasis gekennzeichnet sein müssten (ZOTIKOV 2006 und dort zitierte Arbeiten). Zwischen 1968 und 1979 wurde

Schlüsselwörter: Schlagwörter: Lake Vostok; Subglazialsee; Antarktis; Eiskern; Geodäsie

Keywords: Lake Vostok; subglacial lake; Antarctica; ice core; geodesy

doi:10.2312/polarforschung.88.2.65

¹ Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie
Manuskript eingereicht 26. Juli 2018; zum Druck angenommen 20. Mai 2019

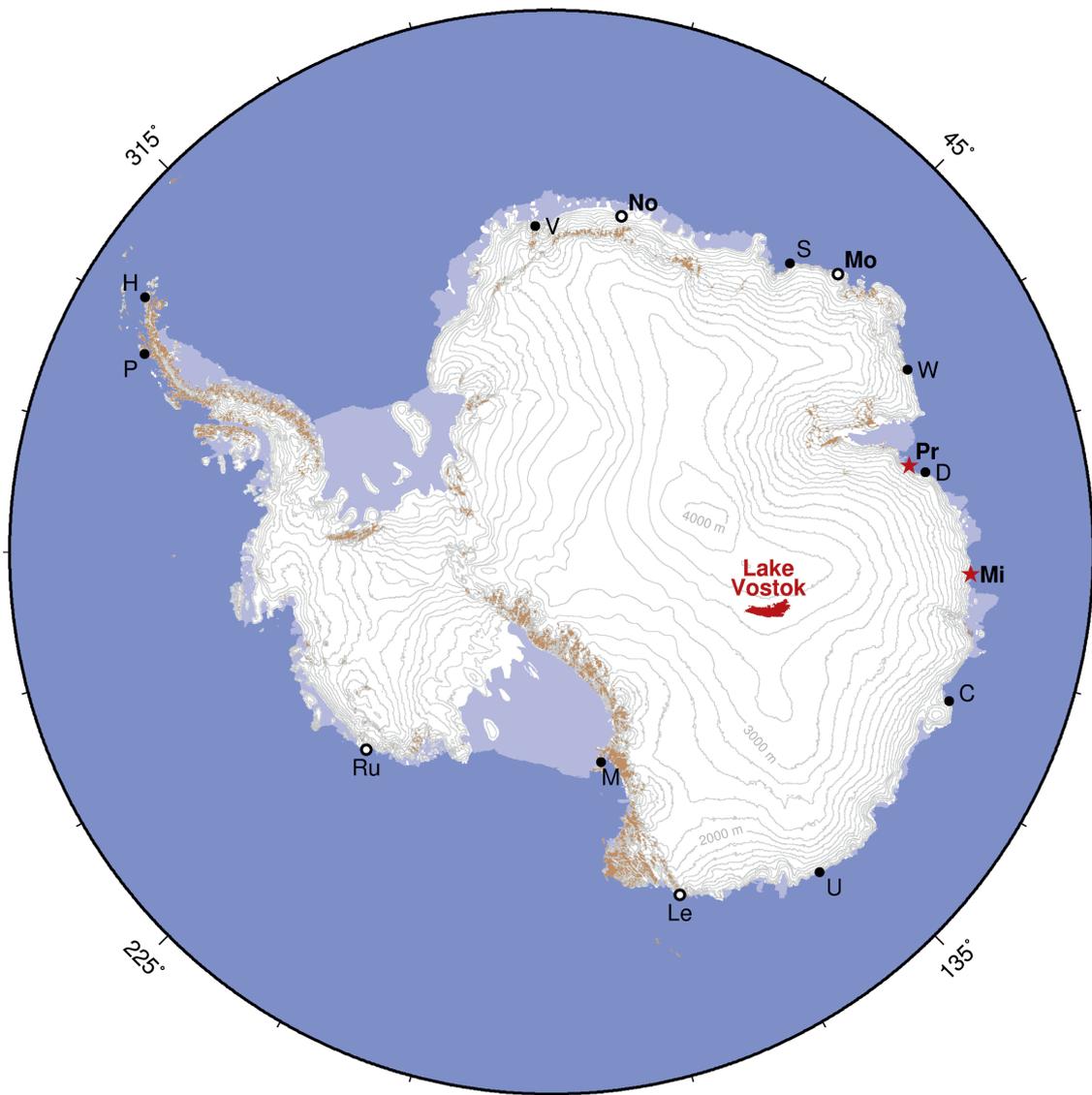


Abb. 1: Übersichtskarte des antarktischen Kontinents. Der Umriss des subglazialen Lake Vostok in der zentralen Ostantarktis ist rot hervorgehoben. Rote Sterne markieren die als logistische Basis für die Versorgung der Vostok-Station dienenden russischen Antarktisstationen Progress (Pr) und Mirny (Mi). Schwarze Punkte und Kreise zeigen die Lage von ausgewählten Antarktisstationen: No: Novolazarevskaya, Mo: Molodezhnaya, Le: Leningradskaya, Ru: Russkaya, P: Palmer, H: O'Higgins, V: Sanae, S: Syowa, W: Mawson, D: Davis, C: Casey, U: Dumont d'Urville, M: McMurdo. Weiß: Antarktischer Eisschild, braun: eisfreie Gebiete, hellblau: Schelfeise und aufschwimmende Gletscherzungen. Topographische Grundlage: Antarctic Digital Database (ADD 2017).

Fig. 1: Overview map of the Antarctic continent. The contour of subglacial Lake Vostok in central East Antarctica is outlined in red. Red stars mark the Russian Antarctic stations Progress (Pr) and Mirny (Mi), which serve as logistic basis for the supply of Vostok station. Black dots and circles show the location of selected Antarctic stations: No: Novolazarevskaya, Mo: Molodezhnaya, Le: Leningradskaya, Ru: Russkaya, P: Palmer, H: O'Higgins, V: Sanae, S: Syowa, W: Mawson, D: Davis, C: Casey, U: Dumont d'Urville, M: McMurdo. White: Antarctic Ice Sheet, brown: ice-free areas, light blue: ice shelves and floating glacier tongues. Topographic base: Antarctic Digital Database (ADD 2017).

durch ein internationales Konsortium unter Führung des britischen Scott Polar Research Institute eine großräumige, systematische Aufnahme flugzeuggestützter Eisradarprofile in der zentralen Antarktis durchgeführt (SIEGERT 2000). In diesen Radarprofilen zeichnen sich zahlreiche Segmente durch charakteristische Reflexionssignaturen aus, welche erstmals von ROBIN et al. (1970) durch das Vorhandensein einer mächtigen Schicht flüssigen Wassers unter dem Eis erklärt wurde. Auf der Grundlage dieser Radarprofile lokalisierten OSWALD & ROBIN (1973) erstmals subglaziale Seen in der zentralen Antarktis (SIEGERT 2000). Dies markiert gleichzeitig die Einführung des Begriffs „subglazialer Seen“ in den wissenschaftlichen Gebrauch (KOTLYAKOV 2012).

Die Möglichkeit, dass die antarktischen Subglazialseen unbekannte Lebensformen beherbergen könnten, begründet das lebhafteste öffentliche Interesse an diesen geographischen Objekten und diente als wesentliche Triebfeder für deren Erforschung. Die subglazialen Seen stellen in vielerlei Hinsicht extreme Ökosysteme dar, die überlebensfähigen Organismen einzigartige Anpassungsstrategien abverlangen. Ihre, möglicherweise Jahrmillionen andauernde, Isolation bedeutet, dass die in ihnen eventuell befindliche Biota unikale Einblicke in die Evolution des Lebens auf der Erde gewähren könnte (z.B. BULAT et al. 2009). In den letzten Jahren intensivierte führende Antarktisforschungsnationen ihre Anstrengungen, Subglazialseen direkt und ökologisch vertretbar zu beproben. Dabei standen neben dem Lake Vostok vor allem

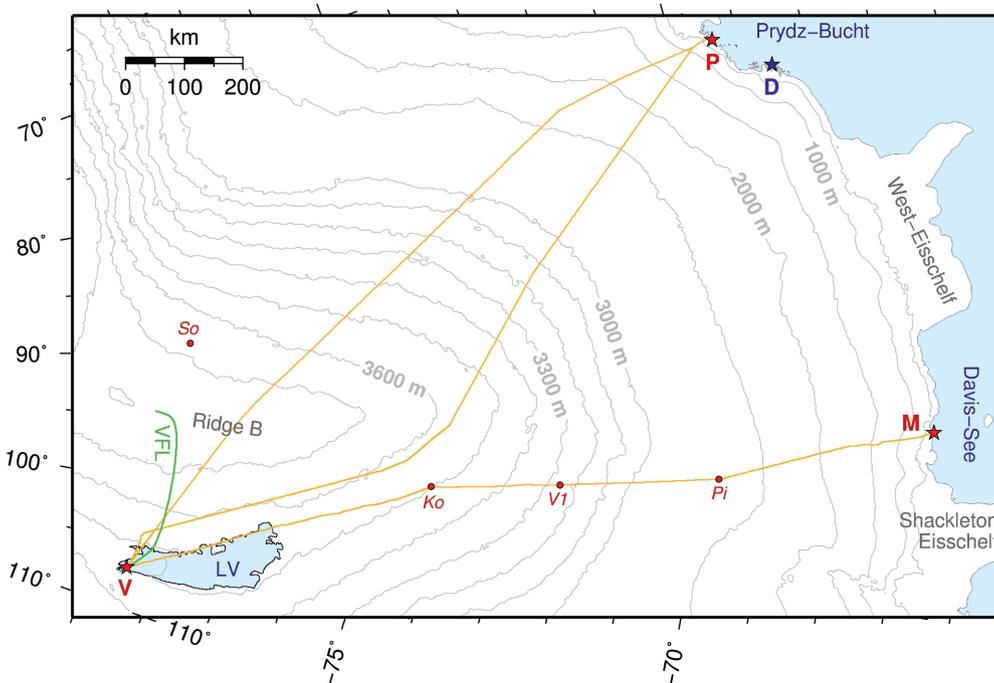


Abb. 2: Karte des Sektors Progress-Vostok-Mirny der Ostantarktis. LV: Umriss des subglazialen Lake Vostok; VFL: Vostok-Fließlinie; orange Linien: Schlittenzugrouten von den russischen Antarktistationen Progress (P) und Mirny (M) nach Vostok (V); rote Punkte: ehemalige sowjetische Antarktistationen So: Sowjetskaya, Ko: Komsomolskaya, V1: Vostok-1, Pi: Pionerskaya; blauer Stern: Antarktistation Davis (D).

Fig. 2: Map of the sector Progress-Vostok-Mirny of East Antarctica. LV: contour of subglacial Lake Vostok; VFL: Vostok flowline; orange lines: sledge convoy tracks from the Russian Antarctic stations Progress (P) and Mirny (M) to Vostok (V); red dots: former Soviet Antarctic stations: So: Sovietskaya, Ko: Komsomolskaya, V1: Vostok-1, Pi: Pionerskaya; blue star: Antarctic station Davis (D).

zwei weitere subglaziale aquatische Systeme im Mittelpunkt: Ein Team britischer Wissenschaftler verfolgte die Erforschung des Lake Ellsworth in der Westantarktis (ROSS et al. 2011), doch die Aktivitäten mussten im Dezember 2012 aufgrund technischer Probleme bei der Bohrung abgebrochen werden. Und US-amerikanischen Forschern gelang im Januar 2013 die Durchbohrung des 800 m mächtigen Eisschildes zum Lake Whillans am Rande des Ross-Eisschelfs (FRICKER et al. 2011).

Lake Vostok ist der größte der heute bekannten subglazialen Seen. Er befindet sich in der zentralen Ostantarktis, unter einer ca. 4 km mächtigen Eisdecke (Abb. 1). Dem 1996 veröffentlichten Nachweis seiner Existenz ging ein langwieriger Prozess voraus (KAPITSA et al. 1996), der schließlich auch die endgültige Anerkennung des Phänomens der antarktischen Suglazialseen zum Ergebnis hatte. Über dem südlichen Ausläufer des Sees, auf einer Höhe von 3450 m über dem Meeresspiegel und ca. 1260 km von der nächstgelegenen Küste entfernt, befindet sich die russische Antarktistation Vostok. Sie wurde am 16. Dezember 1957 im Rahmen des sowjetischen Beitrags zum Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957-1959 errichtet (AARI 2017). Der Name der Station erinnert an eines der beiden Segelschiffe, mit denen im Jahre 1821 unter russischer Flagge und dem Kommando des Admirals Fabian Gottlieb Thaddeus von Bellingshausen mit den Inseln Peter I und Alexander I erstmals Land innerhalb des südlichen Polarkreises entdeckt wurde. Die Wahl der Stationslokation folgte dem Bestreben, den geomagnetischen Südpol zu besetzen – die Existenz eines Wasserkörpers unter dem Eis ahnte damals niemand. Abgesehen von wenigen, kurzzeitigen Unterbrechungen, ist die Station seitdem permanent besetzt und es wurden und werden langjährige, kontinuierliche Messreihen meteorologischer, geomagnetischer, glaziologischer und atmosphärischer Parameter gewonnen (AARI 2017). Die meteorologischen Messungen belegen, dass Vostok den Kältepol der Erde darstellt. Am 21. Juli 1983 wurde hier mit -89.2°C die weltweit niedrigste bodennahe Lufttemperatur gemessen (BUDRETZKI 1984). Zur Versorgung der Station

wurden alljährlich Schlittenzüge von der über 1400 km entfernten Station Mirny durchgeführt – angesichts der rauen Bedingungen eine logistische Herausforderung, die ihresgleichen sucht. Seit 2009 nehmen die Versorgungsschlittenzüge nach Vostok ihren Anfang in der russischen Station Progress (Abb. 2). Vereinzelt erlaubten die Versorgungsschlittenzüge Glaziologen, Geophysikern und anderen Wissenschaftlern die Durchführung von Feldarbeiten in den ansonsten unzugänglichen Tiefen der Ostantarktis. Seit 1995 diente Vostok jedoch auch als Basis für gezielte wissenschaftliche Schlittenzüge der Russischen Antarktisexpedition (RAE) zur Erforschung des Lake-Vostok-Systems (LUKIN 2012). Hinsichtlich der in der Station errungenen wissenschaftlichen Erfolge kommt dem Vostok-Eiskern zweifellos eine ganz zentrale Bedeutung zu. Die erste tiefe Eisbohrung in Vostok wurde 1970 abgeteuft (BARKOV 2012). Im Februar 1990 wurde das Bohrloch 5G begonnen (LUKIN & BULAT 2011). Diese Bohrung wurde am 5. Februar 2012 mit dem Erreichen der Wasseroberfläche des Lake Vostok vollendet (VASILIEV et al. 2012). Der aus der 5G-Bohrung geborgene Eiskern, aber auch die im Bohrloch vorgenommenen Messungen, haben eine einzigartige Datengrundlage für ein breites Spektrum wissenschaftlicher Disziplinen und Fragestellungen geliefert (z.B. Klimaforschung und paläogeographische Rekonstruktion; Eigenschaften und Bildungsbedingungen unterschiedlicher Eisfazien; Analyse und Interpretation des Gehalts von Isotopen, Gasen und Spurenelementen im Eis; regionale Eisdynamik; hydrologische und hydrodynamische Prozesse sowie physische, chemische und limnologische Bedingungen im subglazialen Lake Vostok; Geologie und Geodynamik in der Lake-Vostok-Region; technologische Entwicklungen zur Bohrung, Kernentnahme und -analyse) und somit entscheidend zur Etablierung der Eiskernforschung (z.B. JOUZEL et al. 2007, SVENSSON et al. 2008) beigetragen. Der vorliegende Artikel soll einen kurzen Überblick über die Ergebnisse der multidisziplinären Forschungsarbeiten in Vostok und den aktuellen Kenntnisstand zum Lake-Vostok-System geben. Er stellt einen Auszug aus der kumulativen Habilitationsschrift des Verfassers dar.

DIE ENTDECKUNG DES LAKE VOSTOK

Dem zweifelsfreien Nachweis der Existenz und Dimensionen des subglazialen Lake Vostok durch KAPITSA et al. (1996) ging über mehrere Jahrzehnte eine Reihe auf unterschiedliche Beobachtungen, Daten und theoretischen Erwägungen basierende Indizien und Vermutungen voraus. Etwa zeitgleich mit der Entwicklung der theoretischen Vorstellung weit verbreitenden Schmelzens an der Eisbasis in der zentralen Antarktis durch I.A. Zotikov (ZOTIKOV 2006) wurden von A.P. Kapitsa 1959 und 1964 im Zuge seismischer Eismächtigkeitssondierungen in der Station Vostok Seismogramme aufgezeichnet, welche deutlich zwei unterschiedliche Reflektoren zeigten. Allerdings wurden zu jenem Zeitpunkt die beiden detektierten Grenzschichten nicht mit einer subglazialen, mehrere Hundert Meter mächtigen Wassersäule in Verbindung gebracht, sondern als obere und untere Grenzen einer gefrorenen Sedimentschicht zwischen dem Eisschild und dem anstehenden Grundgebirge interpretiert (KOTLYAKOV 2012). Im Rahmen einer umfangreichen Befliegung durch ein britisch-amerikanisch-dänisches Konsortium wurden 1974 Eisradarprofile im Gebiet des Lake Vostok aufgezeichnet (ROBIN et al. 1977). Mehrere Segmente dieser Profile wiesen auf Wasser an der Eisbasis hin, und deren räumliche Dichte und Konstellation führten zu dem Schluss, dass es sich hierbei um einen einzigen, zusammenhängenden Wasserkörper handeln muss. Schließlich erwies sich das Radaraltimeter an Bord des europäischen Erdbeobachtungssatelliten ERS-1 als diejenige Datenquelle, die das Puzzle des Vostoksees vervollständigen sollte. Die Analyse der Anfang der 1990er Jahre aufgezeichneten Altimeterdaten erlaubten RIDLEY et al. (1993) die Identifizierung des den Subglazialsee kennzeichnenden, außergewöhnlich ebenen Reliefs der Eisoberfläche und somit eine erste, genäherete Kartierung dessen Ausdehnung. Diese Arbeit verlieh dem Lake Vostok seinen Namen (KOTLYAKOV 2012) in Anlehnung an die über ihm befindliche russische Antarktisstation und motivierte die gezielte Reanalyse der Seismogramme A.P. Kapitsas (welche, in dessen Datsche aufbewahrt, nur knapp ihrer Vernichtung durch einen Brand entgangen waren) sowie der Radarprofile G. de Q. Robins (SIEGERT et al. 2011). Deren Ergebnisse wurden 1994 auf einer internationalen Konferenz in Cambridge zusammengetragen und mündeten schließlich in der vielzitierten Veröffentlichung (KAPITSA et al. 1996), mit welcher der Subglazialsee ins Licht des wissenschaftlichen und allgemeinen Bewusstseins trat.

DER VOSTOK-EISKERN

Seit 1984 wird das Bohren und die Interpretation tiefer Eiskerne in Vostok im Rahmen einer russisch-französischen Kooperation vorangetrieben (KOTLYAKOV 2012). Die wissenschaftlich ertragreichste dieser Bohrungen, mit der Bezeichnung 5G, wurde im Februar 1990 nach dem elektrothermischen Verfahren in Angriff genommen. Da mit zunehmender Tiefe der Druck des umliegenden Eises das Bohrloch zu deformieren und dessen Durchmesser einzuengen droht, muss die Bohrung mit einer Bohrflüssigkeit aufgefüllt werden, wobei in Vostok ein Gemisch aus Kerosin und Frostschutzmittel zur Anwendung kommt. Zur Russischen Föderation und Frankreich gesellten sich zwischen 1990 und 1998 die USA als dritter Kooperationspartner im Bohrvorhaben hinzu. Nach einer Bohrhavarie Ende 1991 wurde im September 1992 die

Bohrung in einem oberhalb der Havariestelle abzweigenden, als 5G-1 bezeichneten, Bohrloch fortgesetzt. Im Jahre 1995 erfolgte der Übergang vom elektrothermischen zum elektro-mechanischen Bohrprinzip (VASILIEV et al. 2012). Ab Ende Januar 1998 (Tiefe 3623 m, damals somit weltweit tiefste Eisbohrung, ca. 125 m über der Eis-Wasser-Grenzfläche) wurden weitere Bohroperationen angesichts Bedenken der internationalen Gemeinschaft zur Gefährdung des möglicherweise hochsensiblen Ökosystems des Vostoksees durch Kontamination mit Bohrflüssigkeit ausgesetzt (LUKIN & BULAT 2011). Die Arbeiten im 5G-1 Bohrloch wurden im Januar 2005 wieder aufgenommen. Im Januar und Oktober 2007 kam es jedoch erneut zu Havarien, welche die Aufgabe des Bohrlochs bei einer Tiefe von 3667 m erzwangen. Im Januar 2009 wurde in einer Tiefe von 3580 m ein weiterer Abzweig angesetzt und somit das Bohrloch 5G-2 begonnen. Schließlich erreichte am 5. Februar 2012 in einer Tiefe von 3769,3 m der Bohrer zweifelsfrei die Wasseroberfläche des Lake Vostok (VASILIEV et al. 2012). Im Moment des Durchbruchs der untersten Eisschicht stieg im Bohrloch mehr als 300 m hoch Wasser auf, welches die Bohrflüssigkeit nach oben drückte und anschließend im Bohrloch festfro. Dieser Prozess war von der Bohrmansschaft genau so vorgesehen worden und schließt eine Kontamination des Wasserkörpers des Vostoksees durch Bohrflüssigkeit aus.

In den folgenden Antarktissaisons wurden die Bohrarbeiten fortgesetzt, zunächst mit dem Ziel, erstmals Proben frisch gefrorenen, bei der Durchbohrung aufgestiegenen Seewassers zu gewinnen. Allerdings war es unmöglich, exakt den Verlauf des alten 5G-1/2-Bohrlochs nachzuvollziehen, so dass nach ca. 34 m (Tiefe 3458 m) der Kernvortrieb einem neuen, nunmehr 5G-3 bezeichneten Verlauf folgte. Die Interpretation der Proben des frischen, schlagartig im Bohrloch aufgestiegenen Seewassers wurde durch dessen Vermischung mit Bohrflüssigkeit erschwert. Das Bohrloch 5G-3 wurde daher weiter vorangetrieben, bis am 25. Januar 2015 erneut die Wasseroberfläche des Sees erreicht wurde und es erstmals gelang, das Seewasser kontrolliert im Bohrloch aufsteigen zu lassen. Im Zusammenhang mit der Vostok-Bohrung sind unterschiedliche Tiefenskalen in Gebrauch. Die hier angeführten Tiefenangaben beziehen sich auf die kumulative Länge des Eiskerns und repräsentieren somit die Länge des bis zu 8° aus der Vertikalen ausgelenkten Bohrlochs. Die vertikale Höhe der Eissäule an der Bohrlotation beträgt 3758 m (LIPENKOV et al. 2012). Abbildung 3 veranschaulicht schematisch die 5G-Bohrung mit ihren Abzweigen.

Die obersten 3310 m des Eiskerns enthalten gut stratifiziertes, meteorisches Eis. Dieses entsteht durch die Akkumulation fester atmosphärischer Niederschläge (Schnee) an der Oberfläche des Eisschilds. Gleichzeitig mit der fortgesetzten Akkumulation an der Oberfläche erfahren die darunterliegenden Schnee-, Firn- und Eisschichten eine Verdichtung, wobei die zwischen den Schneekristallen befindliche Luft in kleinen Bläschen konserviert bleibt. Ein an der Oberfläche akkumuliertes Partikel sinkt daher mit fortschreitender Zeit relativ zur Oberfläche immer tiefer. Der Eiskern ermöglicht somit eine Reise in die Vergangenheit: Mit wachsender Tiefe weisen die Eisschichten ein zunehmendes Alter auf, und die aus dem Eiskern abgeleiteten vertikalen Profile verschiedener Parameter repräsentieren die zum Zeitpunkt der Akkumulation der Eisschichten herrschenden klimatischen und physikalischen Bedingungen. Im Gegensatz zu anderen tiefen Eisbohrungen

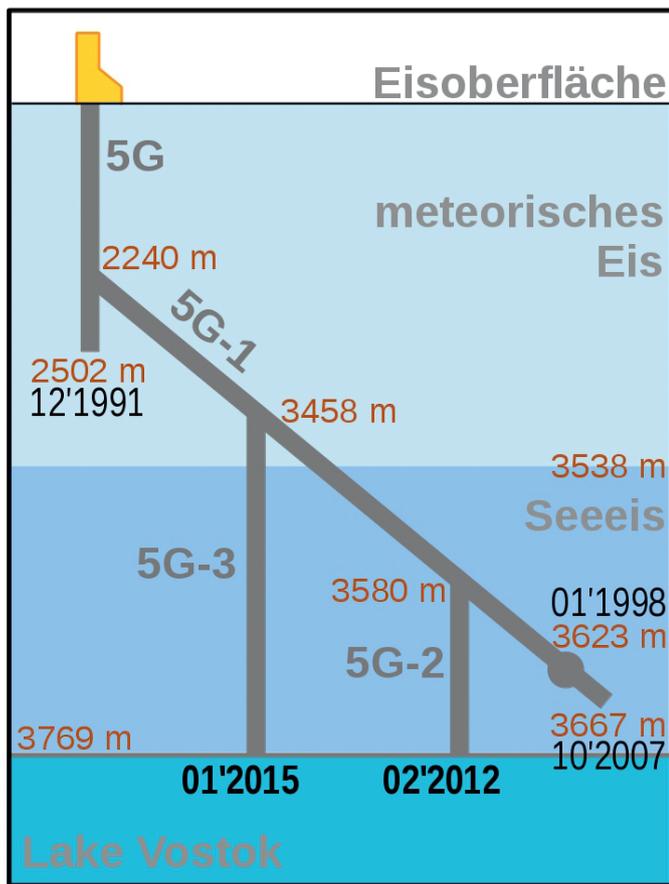


Abb. 3: Schematischer Überblick über die in der Station Vostok abgeteufte Bohrung 5G mit ihren Abzweigungen. Rote Zahlen markieren die (entlang des geneigten Bohrlochs gemessene) Tiefe in Metern, schwarze Daten markieren den Bohrfortschritt zu ausgewählten Zeitpunkten (in Anlehnung an Lukin (2014), Fig. 1.1; Tiefe nicht maßstäblich).

Fig. 3: Schematic overview of the 5G borehole at Vostok station with its multiple branches. Red numbers indicate the depth (measured along the slant borehole), black dates indicate the drilling progress at selected points in time (adopted from Lukin (2014), Fig. 1.1; depth not to scale).

liegt Vostok jedoch nicht auf einer Eisscheide. Die im Eiskern in einer bestimmten Tiefe enthaltenen Eispartikel wurden also vor einer bestimmten Zeit an einem bestimmten Ort entlang der Fließlinie zwischen der Eisscheide Ridge B und Vostok akkumuliert, bevor sie durch den Eisfluss zur Bohrlokation gelangten. Die vertikalen Profile der untersuchten Parameter reflektieren somit nicht nur zeitliche, sondern auch räumliche Variationen. Eine Interpretation des Eiskerns für paläoklimatische Rekonstruktionen muss den geographisch/topographisch bedingten Variationen Rechnung tragen und erfordert daher eine eindeutige Zuordnung des Zeitpunkts und des Ortes der Akkumulation zu einer jeden Eisschicht. Der Zusammenhang zwischen Tiefe und Alter des Eises wird vorrangig durch die Akkumulationsrate bestimmt, während der Ort der Akkumulation maßgeblich von der Fließgeschwindigkeit des Eises abhängt. Akkumulationsrate und Fließgeschwindigkeit variieren wiederum zeitlich und räumlich, und auch der Verlauf der Fließlinie kann über längere Zeiträume Veränderungen unterworfen sein. SALAMATIN et al. (2009) entwickelten ein komplexes, glazio-thermomechanisches Fließlinienmodell für die durch Vostok führende Fließlinie VFL (*Vostok flowline*) und nutzten dieses zur Bestimmung einer präzisen Zeitskala für den Eiskern sowie für die Trennung von räumlichen und

zeitlichen Beiträgen zu den mit der Tiefe beobachteten Variationen. Die Genauigkeit der Datierung des Vostok-Eiskerns, welche aus einer Kombination von glaziologischen und geophysikalischen Zeitskalen resultiert, wird auf ca. 3000 Jahre angegeben (SALAMATIN et al. 2009). Dieser 3310 m lange Abschnitt des Eiskerns lieferte erstmals eine lückenlose Serie klimarelevanter Parameter über die letzten ca. 415.000 Jahre und überdeckt somit vier vollständige glaziale Zyklen. Durch die Analyse von Eisproben aus dem Kern bestimmten PETTIT et al. (1999, sowie dort zitierte Arbeiten) kontinuierliche Profile von sechs Klimaindikatoren: Deuterium-Gehalt als Proxy für lokale Temperaturänderungen, $\delta^{18}\text{O}$ -Sauerstoffisotopengehalt als Proxy für das globale Eisvolumen und den hydrologischen Kreislauf, Staubgehalt (durch Wind aus Wüstengebieten, vorrangig Patagonien, transportierte Aerosole), Natriumkonzentration (durch Wind transportierte marine Aerosole), sowie der Gehalt der Treibhausgase Kohlendioxid und Methan in den im Eis konservierten Luftbläschen. Diese Daten belegen (PETTIT et al. 1999, Abb. 2 und 3), dass die Abfolge klimatischer Veränderungen in den letzten vier, jeweils ca. 100.000 Jahre umfassenden, Glazial-Interglazial-Zyklen sehr ähnlich war und dass über den gesamten Zeitraum die Atmosphärenzusammensetzung und die klimatischen Bedingungen innerhalb konstanter Grenzen oszillierten. Die im Eiskern dokumentierten Gemeinsamkeiten im Verlauf der Klimaveränderungen an den vier Glazial-Interglazial-Übergängen erlauben Rückschlüsse auf den Ursache-Wirkungs-Mechanismus, der zum jeweils abrupten Abschluss der Kaltzeiten führt. Die Veränderungen periodischer orbitaler Parameter haben zwei verstärkende Effekte zur Folge: zunächst die Erhöhung atmosphärischer Treibhausgaskonzentrationen und anschließend globaler Eisrückzug mit Abnahme der Eisalbedo. Die rezenten Lufttemperaturen wurden bereits in vorangegangenen Interglazialen überschritten, die heutige Treibhausgaskonzentration ist hingegen beispiellos während der letzten vier Klimazyklen. Die lange Dauer stabiler Bedingungen unterscheidet das Holozän von den früheren Interglazialen. Es wird davon ausgegangen, dass sich seit mindestens 1 Mio. Jahren die klimatisch-glaziologischen Bedingungen in der Region des Vostoksees nur unwesentlich geändert haben: die Lufttemperatur bewegte sich innerhalb eines relativ schmalen Bandes von 15 K und die Eismächtigkeit war ähnlich der heutigen während der Interglaziale bzw. um 100 bis 150 m geringer während der glazialen Maxima (LEICHENKOV & POPKOV 2012).

Das Eis des Vostok-Kerns im Tiefenbereich 3310-3538 m ist ebenfalls meteorischen Ursprungs (JOUZEL et al. 1999). Allerdings gibt es Anzeichen dafür, dass unterhalb 3310 m Tiefe das Eis komplexen Deformationen unterworfen war, die Eisstratigraphie nicht mehr ungestört und damit für die Ableitung paläoklimatischer Signale nicht nutzbar ist (SOUCHEZ et al. 2002). Ab einer Tiefe von 3450 m treten, verglichen mit den darüber vorkommenden äolischen Staubpartikeln und Aerosolen, verstärkt größere Partikel (bis 8 μm , Aggregate bis 30 μm) auf, die als Gletschermehl identifiziert wurden (SOUCHEZ et al. 2002). Dies weist auf eine Wechselwirkung des Eises dieses Tiefenbereichs mit dem Grundgestein hin.

Bei einer Tiefe von 3538 m zeigt der Eiskern abrupte Veränderungen in der isotopischen Zusammensetzung, in der Größe der Eiskristalle, in der elektrischen Leitfähigkeit, im Gasgehalt und im Auftreten fester Einschlüsse (JOUZEL et al. 1999). Das simultane Umschlagen all dieser unabhängigen Parameter

belegt, dass das Eis oberhalb und unterhalb dieser Grenzschicht grundlegend verschiedenen Entstehungsprozessen entspringt. Ab dieser Tiefe ist das Eis nicht mehr meteorischen Ursprungs, sondern entstand durch basales Anfrieren des Wassers des Lake Vostok an die Eisunterseite. Dieses Eis – welches die Bohrung im Januar 1998, nur anderthalb Jahre nach Erscheinen des Nature-Artikels über die Entdeckung des Vostoksees erreichte – wird im Folgenden als Seeeis bezeichnet. Es ist durch außerordentlich große Kristalle gekennzeichnet, deren Ausdehnung mehrere Meter erreicht (LIPENKOV et al. 2012; vgl. meteorisches Eis: bis wenige Zentimeter). Sowohl die elektrische Leitfähigkeit als auch der Gasgehalt sind im Seeeis deutlich geringer als im meteorischen Eis (JOUZEL et al. 1999). Das konzentrierte Auftreten fester Einschlüsse begründet die Unterscheidung zweier verschiedener Fazien des Seeises: Im Tiefenbereich zwischen 3538 und 3618 m besteht der Eiskern aus dem sogenannten Seeeis 1, welches sich durch das Vorkommen sichtbarer, bis zu 6 mm großer Einschlüsse von Seeablagerungen auszeichnet. Ab 3618 m Tiefe bis hinab zur Eisbasis erstreckt sich das außerordentlich reine, von Einschlüssen freie Seeeis 2 (LIPENKOV et al. 2012). Die Tiefe einer bestimmten Seeeissschicht steht, wie auch im Falle des ungestörten meteorischen Eises, in einem direkten Zusammenhang zum Zeitpunkt und Ort ihrer Bildung (basalen Anfrierens) – allerdings in umgekehrter Richtung: Die unterste, im Kontakt mit der Wasseroberfläche befindliche Schicht repräsentiert das jüngste, nahe der Bohrlokation angefrorene Seeeis. Das oberste Seeeis wurde hingegen unmittelbar beim Kontakt des Eisschildes mit dem Seewasser am Westufer gebildet. Dieser Kontakt erfolgte ca. 55 km nordwestlich der Bohrlokation, die VFL-Fließlinie aufwärts am Schnittpunkt mit der westlichen Aufsetzlinie, vor ca. 40.000 Jahren (SALAMATIN et al. 2009). Nach dem Passieren der Aufsetzlinie überquert das fließende Eis zunächst einen schmalen Kanal, bevor es knapp 5 km unterhalb des Seeufers auf eine, den Kanal vom übrigen See trennende, Insel trifft. Der Eisfluss führt ca. 9 km über diese Insel und erreicht ca. 42 km oberhalb von Vostok den Wasserkörper des offenen Sees. Abbildung 4 veranschaulicht schematisch den Zusammenhang zwischen Tiefe eines Eiskernabschnitts in Vostok mit dem Ort der Eisbildung entlang der Vostok-Fließlinie. Die topographischen Gegebenheiten entlang der Fließlinie erklären den unterschiedlichen Charakter der beiden Eisfazien: Das Seeeis 1 bildete sich zwischen dem Westufer und dem Übergang von der Insel zum offenen See, wo im Bereich der Aufsetzlinien und in möglicherweise sehr flachem Wasser im Kanal das Anfrieren so dicht am Seeboden erfolgte, dass Sedimentpartikel ins gefrierende Eis aufgenommen werden konnten. Nach Verlassen der Insel erreichte das Eis rasch größere Wassertiefen, so dass dem Seeeis 2 bei seiner Bildung keine Partikel mehr zugeführt wurden. Das mit dem Bohrkern zutage geförderte Seeeis birgt somit unikale Informationen über den Gefrierprozess, über die hydrologischen, chemischen und ökologischen Bedingungen in zwei unterschiedlichen Teilsystemen des Vostoksees, sowie über den geologischen Aufbau und Zusammensetzung des festen Untergrundes westlich des Sees. Das Entschlüsseln dieser Information kann durch Effekte des Gefrierprozesses, durch nachträgliche Veränderungen der Eiseigenschaften seit der Bildung, oder durch die Überlagerung räumlicher und zeitlicher Variationen erschwert werden. Zahlreiche kristallographische (LIPENKOV et al. 2012; MONTAGNAT et al. 2003), isotopische (EKAYKIN et al. 2012a, 2010, JEAN-BAPTISTE et al. 2001), chemische (ANGELIS et al.

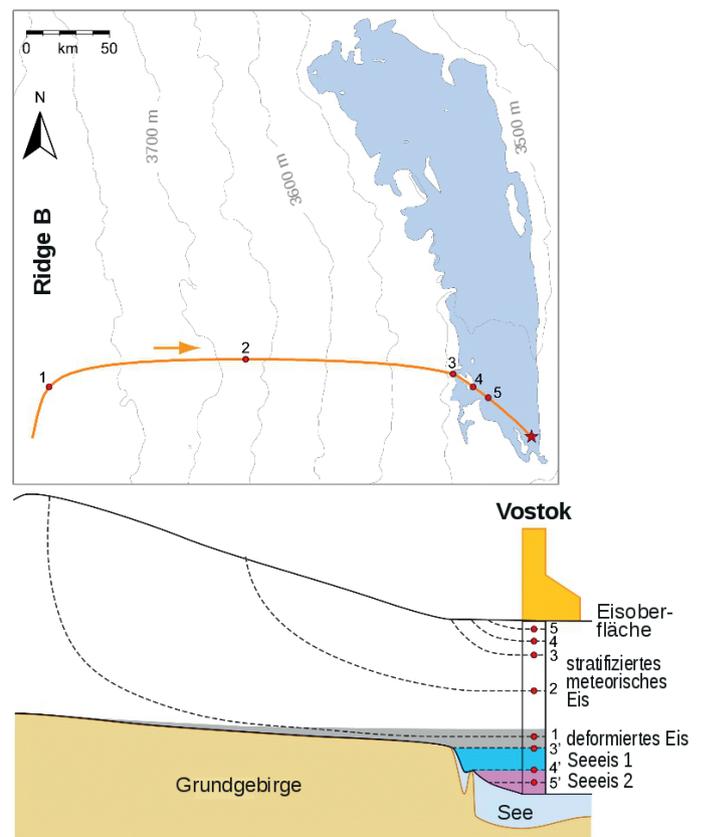


Abb. 4: Schematischer Zusammenhang zwischen Entstehungs-/Ablagerungs-ort entlang der Vostok-Fließlinie (oben) und Tiefe entlang des Vostok-Eiskerns (unten) von Partikeln unterschiedlicher Eisfazien.

Fig. 4: Schematic relation between the point of origin/accumulation along the Vostok flowline (top) of particles of different ice facies and the depth along the Vostok ice core (bottom).

2004, 2005, GABRIELLI et al. 2009), mikrobiologische (BULAT 2012, PRISCU et al. 1999, CHRISTNER et al. 2006, KARL et al. 1999) und mineralogische (LEICHENKOV et al. 2011) Analysen dieses Teils des Bohrkerns zielen auf die Erschließung dieser Information ab. Die wesentlichsten, aus diesen Ergebnissen gewonnen Schlussfolgerungen bezüglich des Lake-Vostok-Systems werden in den folgenden Abschnitten kurz vorgestellt.

LAGE UND MORPHOMETRIE

Unsere heutige Kenntnis über die Lage der Aufsetzlinie, die das Ufer des subglazialen Sees repräsentiert, resultiert aus der Analyse von Eisradarprofilen. Geophysiker der Polar Marine Geosurvey Expedition (PMGE, St. Petersburg, Russische Föderation), mit logistischer Unterstützung der Russischen Antarktisexpedition (RAE), führten im Zeitraum 1995-2008 komplexe geophysikalische Feldarbeiten zur Erforschung des Lake Vostok durch (POPOV et al. 2012, MASOLOV et al. 2006). Bestandteil dieser Arbeiten war die umfangreiche Aufnahme von Eisradarprofilen auf wissenschaftlichen Schlittenzügen mit einer Gesamtlänge von 5190 km (POPOV et al. 2012, SIEGERT et al. 2011), die unter anderem die Kartierung der den subglazialen See begrenzenden Aufsetzlinie zum Ziel hatte. Der Verlauf eines großen Teils dieser Profile war daher so geplant, dass er die Aufsetzlinie möglichst häufig schnitt

und somit deren Lokalisierung in regelmäßigen Abständen ermöglicht. Darüber hinaus erlaubten diese Daten POPOV & MASOLOV (2007) die Kartierung von mehreren Inseln und Halbinseln innerhalb des Lake Vostok sowie die Entdeckung und Lokalisierung von mehr als 50 kleineren subglazialen Wasserkörpern in der unmittelbaren Umgebung des Vostoksees. Dieser Datensatz terrestrischer Radarprofile wurde durch eine komplexe, aero-geophysikalische Aufnahme der Region des Lake Vostok durch US-amerikanische Wissenschaftler in der Saison 2000/2001 ergänzt (STUDINGER et al. 2003, HOLT et al. 2006). Auf einem regelmäßigen Profilraster (Profilabstände: 7,5 km N-S, 11,25 bzw. 22,5 km E-W, Gesamtlänge über 20.000 km) wurden, neben Gravimeter-, Magnetometer-, Laseraltimeter- und Navigationsdaten auch Eisradardaten aufgezeichnet. Auf der Grundlage der gemeinsamen Analyse beider Datensätze erstellten POPOV & CHERNOGLAZOV (2011) das derzeit höchstauflösende Modell des Uferverlaufs des subglazialen Lake Vostok (ca. 21.000 Punkte, mittlerer Abstand: 60 m; Abb. 2).

Dieser Kartierung zufolge erstreckt sich der Lake Vostok zwischen $78^{\circ} 36,1'$ und $76^{\circ} 11,9'$ südlicher Breite sowie zwischen $101^{\circ} 16,2'$ und $107^{\circ} 13,6'$ östlicher Länge. Seine maximale Ausdehnung von 289 km erreicht er in einem Azimut von 338° NNW. Seine maximale Breite befindet sich im nördlichen Seeteil ($76^{\circ} 37,5'$ S) mit 92 km. Die mittlere Breite beträgt 56 km. Mit einem Gesamtflächeninhalt von 16.265 km² ist er 28-mal größer als der Bodensee und belegt Platz 15 der flächenmäßig größten Seen der Erde. Der zweitgrößte bekannte Subglazialsee in der Antarktis, der 90°-See, hat dagegen eine Fläche von nur 2000 km². Im Lake Vostok wurden zehn Inseln kartiert, auf die insgesamt 371 km² der Gesamtfläche entfallen. Einige morphometrische Kennzahlen (nach HÅKANSON 1981) des Lake Vostok sind in Tabelle 1 zusammengefasst.

Die über dem See von Süd nach Nord von 3480 auf 3530 m ansteigende ellipsoidische Eisoberflächenhöhe (Abb. 5a), die ebenso von 3700 auf 4300 m zunehmende Eismächtigkeit (Abb. 5b) sowie die zwischen -13 und -18 m variierende Geoidhöhe lassen erkennen, dass die Grenzschicht zwischen Eisschild und Seewasser ca. 500 m unter dem Meeresspiegel liegt (Abb. 5c). Informationen über die Tiefe des Lake Vostok resultieren in erster Linie aus seismischen Beobachtungen, die von PMGE im Rahmen der komplexen geophysikalischen Erforschung des Lake Vostok durchgeführt wurden (POPKOV et al. 1998; MASOLOV et al. 2006). Aus den Ergebnissen von 318 reflexionsseismischen Sondierungen wurde ein bathymetrisches Modell des subglazialen Lake Vostok abgeleitet (POPOV et al. 2011, MASOLOV et al. 2010; Abb. 5d). Ein alternatives, unabhängiges Bathymetriemodell wurde

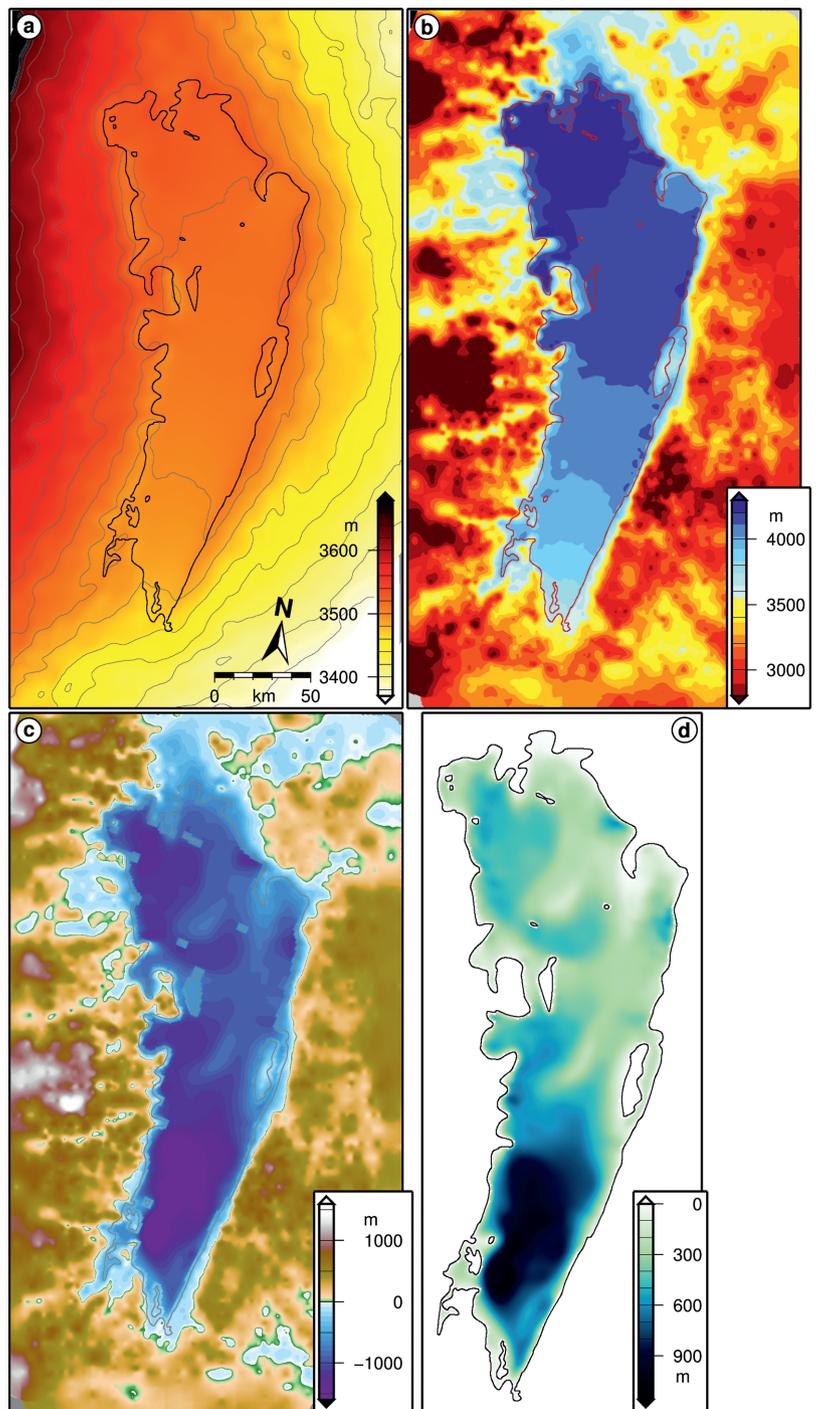


Abb. 5: Topographische Situation des Lake-Vostok-Systems (RICHTER et al. 2014b). **a)** Digitales Höhenmodell ellipsoidischer Höhen der Eisoberfläche; **b)** Modell der Eismächtigkeit; **c)** Modell orthometrischer Höhen der subglazialen Oberfläche des festen Untergrunds; **d)** bathymetrisches Modell der Tiefe des subglazialen Wasserkörpers (POPOV et al. 2011).

Fig. 5: Topographic situation of the Lake Vostok system (RICHTER et al. 2014b). **a)** digital elevation model of the ice surface relative to the ellipsoid; **b)** model of ice thickness; **c)** model of orthometric heights of the subglacial surface of the solid ground; **d)** bathymetric model of the depth of the subglacial water body (POPOV et al. 2011).

von STUDINGER et al. (2004) aus der Inversion der gravimetrischen Daten der aero-geophysikalischen Befliegung entwickelt. Ein weiteres bathymetrisches Modell für den Lake Vostok wurde von FILINA et al. (2008) unter Einbeziehung sowohl der seismischen als auch der gravimetrischen Datensätze erstellt. Beide Modelle bestätigen die wesentlichen Merkmale der Seebodentopographie nach POPOV et al. (2011).

<i>Uferpolygon</i>		
Anzahl Punkte	21.126	
Punktintervall Mittel	60,1 m	
Punktintervall Max.	934,0 m	
<i>Randkoordinaten</i>		
S: 78° 36,0930'	E: 107° 13,5858'	
N: 76° 11,8662'	W: 101° 16,2024'	
Max. Ausdehnung	288,98 km	Azimut: 337,7°
Max. Breite	91,85 km	76° 37,5303' S
Mittlere Breite	56,28 km	
Uferlänge	1268,89 km	
Uferentwicklung	2,807	
<i>Flächenparameter</i>		
Gesamtflächeninhalt	16.264,86 km ²	
Flächeninhalt Inseln	370,70 km ²	
Wasserfläche	15.894,16 km ²	
Anzahl Inseln	10	
Insulosität	2,28 %	
<i>Tiefenparameter</i>		
Max. Tiefe	1.166,60 m	78° 11,061' S, 105° 58,618' W
Mittlere Tiefe	393,03 m	
Median Tiefe	375,96 m	
<i>Volumenparameter</i>		
Volumen	6.246,838 km ³	
Volumenentwicklung	1,0107	
Mittlere Bettneigung	3,722 %	
Betrauhtigkeit	2,38613	

Tab. 1: Morphometrische Parameter des subglazialen Lake Vostok (nach HÄKANSON 1981).

Tab. 1: Morphometric parameters of subglacial Lake Vostok (according to HÄKANSON 1981).

Diesem Bathymetriemodell zufolge beträgt die maximale Wassertiefe des Lake Vostok 1167 m; diese wird in einem Becken im südlichen Teil des Sees erreicht. Die mittlere Tiefe beläuft sich auf 393 m. Beim Vergleich mit anderen, nicht eisbedeckten Seen ist zu beachten, dass sich diese Tiefenangaben auf die Höhe der Wassersäule zwischen den Grenzflächen des Wasserkörpers mit dem Eis und dem festen Untergrund beziehen. Diese müssen nicht notwendigerweise die Wassertiefe widerspiegeln, die sich in der topographischen Depression des Lake Vostok ohne das Vorhandensein der Eisedecke einstellen würde. In der Tat wäre in diesem Falle der Vostoksee noch tiefer und würde sowohl hinsichtlich Wassertiefe als auch –volumen den dritten Rang unter den Süßwasserseen der Erde einnehmen (RICHTER et al. 2014b). Das Wasservolumen beträgt 6247 km³. Damit ist der subglaziale Lake Vostok der sechstgrößte See der Erde bezüglich seines Volumens. Der Seeboden gliedert sich in ein tiefes, steiles, asymmetrisches Becken im südlichen Seeteil und ein weniger tiefes (<500 m) Becken im Nordteil. Beide Becken sind durch eine Schwelle voneinander getrennt, die bei ungefähr 77° S quer zur Seeachse verläuft und höchstens 200-300 m tief ist. Das Ostufer verläuft über weite Strecken geradlinig, während

das Westufer durch zahlreiche Inseln, Halbinseln und Buchten zergliedert ist (LEICHENKOV et al. 2005). Im flachen Nordteil des Sees treten den Radardaten zufolge mehrere kleine, isolierte Inseln auf. Bei einer detaillierteren Interpretation des bathymetrischen Modells muss die begrenzte und inhomogene Dichte der seismischen Messpunkte berücksichtigt werden. Insbesondere im Bereich der Inseln im Nordteil des Sees werden Widersprüche zwischen Bathymetrie und Uferlinienverlauf deutlich.

TEKTONISCHE, GEOLOGISCHE, PALÄOGEOGRAPHISCHE RAHMENBEDINGUNGEN

Seine außergewöhnliche Tiefe (drittiefster See der Erde), aber auch seine langgestreckte Form, hat der Lake Vostok mit Paradebeispielen tektonischer Seen wie dem Baikalsee und den großen ostafrikanischen Seen gemein. Daher wird auch für den Vostoksee auf einen tektonischen Ursprung geschlossen (KAPITSA et al. 1996, LEICHENKOV et al. 2012, STUDINGER et al. 2003). Der geologisch-tektonische Rahmen der vom Vostoksee eingenommenen Depression des festen Untergrunds ist durch deren Lage zwischen zwei grundlegenden morphologischen Provinzen gekennzeichnet: nördlich von 80° S, zwischen 15° W und 100° E, erstreckt sich das Hochland (Subglazialrelief 0-500 m ü.M., s. Abb. 5c) des präkambrischen/frühpaläozoischen ostantarktischen kristallinen Schields; an dieses schließt sich entlang des Transantarktischen Gebirges und des Wilkes-Lands das Tiefland (Subglazialrelief unter dem Meeresspiegel) der phanerozoischen kontinentalen Plattform an (LEICHENKOV 2003, 2011). Über die tektonische Natur und den Entstehungsmechanismus dieser Depression gibt es jedoch unterschiedliche Auffassungen.

Die Analyse aerogeophysikalischer Daten (STUDINGER et al. 2003a), seismometrische Beobachtungen in der Station Vostok sowie tektono-kinematische Modellrechnungen führten STUDINGER et al. (2003b) zu dem Schluss, dass der Lake Vostok die geomorphologische Manifestation einer kontinentalen Kollisionszone innerhalb des ostantarktischen Schields darstellt. Demzufolge fällt das Westufer des Lake Vostok mit einer tektonischen und lithosphärischen Grenze zusammen, die aus einer Aufschubung eines kristallinen Blocks über einen älteren, passiven Kontinentalrand im Proterozoikum resultiert. Westlich des Vostoksees wurde ein 400 km breites und über 10 km tiefes Sedimentbecken identifiziert. Dehnungen in geologisch relativ junger Zeit aufgrund einer geringfügigen Reaktivierung der Störungszone wären demnach verantwortlich für die Entstehung des Beckens, das heute den Lake Vostok beherbergt (STUDINGER et al. 2003b).

LEICHENKOV et al. (2005) zufolge markiert der Lake Vostok hingegen eine Grabenstruktur, welche ein Fragment einer ausgedehnten intrakontinentalen Riftzone darstellt. Die Breite des Beckens (mehrere 10¹ km); der Höhenunterschied (>1500 m), die Steilheit und die charakteristische Stufenform der Uferflanken beiderseits des Sees; die Segmentierung entlang der Seeachse in separate Becken; der leicht gekrümmte Grundriss des Sees; ausgeprägte negative Freiluft-Schwereanomalien (bis 100 mGal) über dem See; die Ausbildung diagonalen Störungen am Westufer sowie kuppelförmiger Strukturen im umgebenden Subglazialrelief (mittlere relative Höhen 500-1000 m) sind kennzeichnende Merkmale, die diese

Charakterisierung untermauern (LEICHENKOV & POPKOV 2012; LEICHENKOV et al. 1998). Es wird angenommen, dass der Vostoksee einen Seitenarm eines intrakontinentalen Grabensystems darstellt, dessen Hauptarm sich über 2000 km von der Prydz Bucht, in südliche Richtung den Lambertgletscher und östlich des subglazialen Gamburtsev-Gebirges entlang, bis mindestens 87° S, 110° E verfolgen lässt (LEICHENKOV et al. 2005). Dieses Grabensystem entstand (oder reaktivierte sich entlang noch älterer, spät-paläozoischer Strukturen) im Rahmen großräumiger tektonischer Dehnungen im späten Jura, frühe Kreidezeit (vor ca. 160 Mio. Jahren). Im Inneren des ostantarktischen Kratons war die Grabenbildung bereits gegen Mitte der frühen Kreidezeit (vor ca. 134 Mio. Jahren) abgeschlossen (LEICHENKOV & POPKOV 2012). Das ostantarktische Riftsystem ist hinsichtlich seiner Ausdehnung und Morphologie vergleichbar mit dem ostafrikanischen Grabensystem. Auf der Grundlage der Zusammensetzung von Helium-Isotopen in die oberen Seeissschichten repräsentierenden Abschnitt des Vostok-Eiskerns schließen JEAN-BAPTISTE et al. (2001) eine rezente Aktivität des Lake-Vostok-Grabens aus.

Die mineralischen Einschlüsse, die im Seeis 1 des 5G-Bohrkerns gefunden wurden, stellen die bislang einzigen geologischen Proben aus dem Inneren der Ostantarktis dar (LEICHENKOV et al. 2011a). Sie werden als repräsentativ für die am Boden des Sees und des Kanals abgelagerten Sedimente betrachtet und gewähren erstmals Einblicke in die Beschaffenheit des festen Untergrunds westlich des Vostoksees, wo dieses Material vor seiner Sedimentation abgetragen wurde, sowie in das Alter und Wesen des ostantarktischen kristallinen Schields (LEICHENKOV et al. 2005). Die Einschlüsse stellen lockere Aggregate, bestehend aus einer Ton-Glimmer-Basis mit eingefügten kleinen Bruchstücken von gesteinsbildenden und Zuschlagsmineralen, dar (LEICHENKOV et al. 2011). Das am weitesten verbreitete unter diesen Mineralen ist Quarz, unter den Tonmineralen dominieren Illit und Chlorit. Zwei der Einschlüsse enthielten sulfidische Minerale (Molybdänit, Sphalerit und Pyrit) sowie ein nadelförmiges Aragonit-Kristall, deren Bildung gewöhnlich an hydrothermale Aktivität gebunden ist. Die gute Erhaltung der ursprünglichen Kristallform (Pyrit: würfelförmig, Aragonit: nadelförmig) der im Vostok-Eiskern identifizierten Minerale deutet auf ihre lokale, endogene Bildung hin. Das Auftreten thermophiler Bakterien (BULAT et al. 2004) und winziger, schwefelhaltiger Laugentropfchen (ANGELIS et al. 2005) in den Einschlüsse führenden Abschnitten des Eiskerns, sowie die Deuterium- und Sauerstoffisotopenzusammensetzung des Seeis (EKAYKIN et al. 2010) weisen zusätzlich zu den Mineralkristallen auf eine rezente hydrothermale Aktivität innerhalb des Vostoksees hin. Letztere könnte mit dem Aufstieg heißen, chemisch angereicherten Porenwassers entlang tiefer, den Graben begrenzender Bruchstörungen verbunden sein (LEICHENKOV et al. 2011). Eine rezente tektonische Aktivität dieser Störungen könnte dem Grundgestein die für hydrothermale Injektionen notwendige Permeabilität verleihen. Die seismometrische Aufzeichnung eines Erdbebens der Stärke 3 mit Epizentrum südlich des Vostoksees in 10 km Tiefe (STUDINGER et al. 2003b) dient als Indiz für eine tektonische Aktivität an der Peripherie des Lake-Vostok-Grabens.

In den tieferen Bereichen des Seeis 1 treten Bruchstücke konsolidierter Gesteine mit Korngrößen bis 6 mm auf (BULAT et al. 2012). Sie bestehen vorrangig aus quarzhal-

tigem Schluffstein (LEICHENKOV et al. 2011). Sie erlauben die Schlussfolgerung, dass am Westufer des Vostoksees, von wo das Material durch Gletschererosion abgetragen wurde, lithifizierte terrigene Ablagerungen anstehen. Das Vorhandensein terrigener Ablagerungen führt wiederum zur Zuordnung der Region westlich des Vostoksees zum Aggregationsprisma. Die Modellierung magnetometrischer und gravimetrischer Daten, welche in dieser Region ein ausgedehntes Sedimentbecken identifiziert (STUDINGER et al. 2003b), bestätigt diese Zuordnung. Zwei der Bruchstücke enthielten Zirkon- und Monazit-Körner, die eine Altersbestimmung auf der Grundlage ihres Uran-Blei-Isotopengehalts ermöglichen. Die Isotopendatierungen spalten sich in zwei Gruppen: der größere Teil ergibt ein Alter von 0,8-1,2 Mrd. Jahren, die übrigen konzentrieren sich im Bereich von 1,6-2,0 Mrd. Jahren (LEICHENKOV et al. 2011). Die beiden Altersgruppen könnten auf das Vorkommen von Stoffkomplexen entsprechenden Alters im kristallinen Krustenfundament der zentralen Antarktis hinweisen. Als potentielle Abtragungsquelle terrigener Materials kommt insbesondere das Gebiet der Gamburtsev-Berge in Frage.

Die am Boden des Vostoksees abgelagerten Sedimente werden als unikales Archiv des subglazialen Ökosystems und der Umweltbedingungen in der geologischen Vergangenheit betrachtet (LEICHENKOV & POPKOV 2012). Seine Erschließung ist mit der Vollendung der 5G-Bohrung in greifbare Nähe gerückt. Die Mächtigkeit des Sedimentpakets wurde zunächst auf der Grundlage weniger gravimetrischer Beobachtungen früher Sowjetischer Antarktisexpeditionen, Annahmen über das Alter des Vostok-Riftgrabens sowie der Analogie der ostafrikanischen Grabenseen auf mehrere Kilometer geschätzt (LEICHENKOV et al. 2005). Die Ergebnisse der seismischen Sondierungen führen jedoch zu dem Schluss, dass die Sedimentmächtigkeit am Boden des Vostoksees lediglich 100 bis 200 m beträgt (LEICHENKOV & POPKOV 2012). Unter heutigen Bedingungen ist die Sedimentablagerung im südlichen Teil des Sees verschwindend gering, da das basale Anfrieren den Eintrag der vom Eis abgetragenen und aufgenommenen Partikel in den See verhindert. In den Seeteilen, wo basales Schmelzen dominiert, fallen aus dem meteorischen Eis wiederum lediglich äolisch transportierte Partikel winziger Korngröße und geringer Konzentration aus, deren Beitrag zur Sedimentakkumulation nicht mehr als 0,1 mm in 1 Mio. Jahren beträgt (LEICHENKOV & POPKOV 2012). Diese Bedingungen quantitativ unbedeutender Sedimentakkumulation werden als repräsentativ für den gesamten Zeitraum seit dem Übergang zum kalten, stabilen Eisschild, d.h. für die letzten 13 bis 14 Mio. Jahre angesehen. Es wird daher vermutet, dass sich das Sedimentpaket im Wesentlichen aus diskreten Schichten aus dem Oligozän – mittleren Miozän (34-14 Mio. Jahre) zusammensetzt. In diesem Zeitraum intensiver Fluktuationen der Eisbedeckung boten die Perioden maximalen Eisrückzugs günstige Bedingungen für die glaziale Erosion und Sedimentation und erlaubten im Vostoksee Akkumulationsraten von mehreren Metern pro Jahrmillion. Noch höhere Sedimentationsraten sind während des Frühstadiums der antarktischen Vereisung denkbar (vor 38-42 Mio. Jahren), solange sich der Vostoksee noch im Randbereich der Vergletscherung befand. Diese Überlegungen lassen, angesichts der geringen Gesamtmächtigkeit des Sedimentpakets, keinerlei Raum für präglaziale Ablagerungen im Vostoksee, welche in aller Regel mit vergleichsweise hohen Raten ablaufen. Dies wird von LEICHENKOV & POPKOV (2012) als Indiz dafür

interpretiert, dass die Lake-Vostok-Depression viel später als ursprünglich angenommen, nämlich erst mit dem Ansatz der Vereisung entstand.

ZUR ENTSTEHUNG DES LAKE VOSTOK

Über das Alter und die Entstehung des Wasserkörpers des Vostoksees gibt es zwei unterschiedliche, konkurrierende Vorstellungen. Gemeinhin wird die Entstehung subglazialer Seen in der zentralen Antarktis auf Geothermik zurückgeführt (SIEGERT et al. 2011). Die Akkumulation des kilometermächtigen Eisschildes bewirkte einerseits derart hohe Drücke an der Eisbasis, dass dort der Druckschmelzpunkt um mehrere Kelvin herabgesetzt wurde, und andererseits eine effektive Isolation gegen die niedrigen Lufttemperaturen. Der geothermale Wärmefluss führt über den festen Untergrund Energie zu, die somit die Eisbasis aufzuschmelzen vermag. Das Schmelzwasser sammelt sich in Vertiefungen des festen Untergrunds, wo es vom Subglazialrelief am Abfließen gehindert wird. Die Bedingungen dafür sind gegeben, wenn der Gradient des Subglazialreliefs ca. das Zehnfache und die entgegengesetzte Orientierung des Gradienten des Eisoberflächenreliefs aufweist (OSWALD & ROBIN 1973).

Eine alternative Erklärung der Entstehung des Vostoksees geht davon aus, dass die von ihm eingenommene Depression bereits vor dem Beginn der Eisbedeckung mit Wasser gefüllt war (ZOTIKOV & DUXBURY 2001). Als der expandierende Inlandeisschild den Vostoksee erreichte, blieb dem Wasserkörper aufgrund seiner Tiefe nicht genügend Zeit, um bis zum Grund durchzufrieren. Die rapide wachsende Eisschicht über ihm entwickelte schon bald seine isolierende Wirkung und wirkte dem weiteren Gefrieren durch das Herabsetzen des Druckschmelzpunktes an der Eis-Wasser-Grenzschicht entgegen. Modellrechnungen zeigen, dass für einen geothermalen Wärmefluss von 55 mW/m^2 und eine anfängliche Eisoberflächentemperatur von -12°C lediglich die obersten 53 m der Wassersäule gefrieren können (DUXBURY et al. 2001).

Die beiden Entstehungsmodelle implizieren konträre chemische und limnologische Bedingungen im subglazialen Lake Vostok und haben insbesondere in Hinblick auf die ihn möglicherweise besiedelnden Lebensformen bedeutsame Konsequenzen. Der erstgenannten Theorie zufolge wäre das Ökosystem Lake Vostok weniger als 13 Mio. Jahre alt und seine Besiedlung wäre vermutlich nur durch Organismen möglich, deren Ahnen erst nach einer langen Reise durch den Eisschild von dessen Oberfläche bis zu seiner Basis hinab in den See gelangten. Die zweite Variante räumt dahingegen dem heutigen Vostoksee die Möglichkeit eines viel älteren, von den Bewohnern des noch nicht eisbedeckten Proto-Vostoksees abstammenden Genpools ein.

KLIMA IM GEBIET DES LAKE VOSTOK

Die klimatischen Bedingungen im Gebiet des Vostoksees sind als extrem zu bezeichnen: Die Polnähe verbunden mit dem ausgedehnten Auftreten von Polarnacht und Polartag (jeweils vier Monate), die Lage im persistenten zentralantarktischen Hochdruckgebiet (RAU 2004), die große Entfernung zur Küste

(1260 km) sowie die Höhe über dem Meeresspiegel haben ein kaltes, trockenes, kontinentales Klima zur Folge.

Quantitative Informationen zum Klima und Wetter in dieser Region liegen dank der synoptischen Aufzeichnungen vor, welche in der Station Vostok seit ihrer Gründung durchgeführt werden. In der Station Vostok wurde am 21. Juli 1983 mit $-89,2^\circ\text{C}$ die niedrigste Oberflächenlufttemperatur auf der Erde gemessen (BUDREZKI 1984). Die Höchsttemperatur in Vostok wurde mit $-13,6^\circ\text{C}$ am 5. Januar 1974 gemessen (AARI 2017). Die mittlere Lufttemperatur beträgt den über 50-jährigen Aufzeichnungen zufolge $-55,1^\circ\text{C}$ (BULAT et al. 2012). Die Jahresmitteltemperaturen im Zeitraum 1958-2014 (ermittelt aus Monatsmitteltemperaturen gemäß SCAR 2017, Abb. 6) zeigen einen geringfügigen Anstieg von $+1,2 \pm 0,8 \text{ K/Jh}$ (Kelvin pro Jahrhundert). Über den vergleichbaren Zeitraum 1957-2014 fällt der in der Küstenstation Mirny beobachtete lineare Temperaturanstieg mit $+0,4 \pm 0,6 \text{ K/Jh}$ geringer aus. Der Temperaturtrend in Vostok könnte somit auf eine stärkere rezente Erwärmung im Inneren der Ostantarktis als im Küstenbereich hindeuten. Allerdings fällt der ermittelte Trend nur geringfügig größer als seine statistische Unsicherheit aus, so dass bei seiner Interpretation auf der Grundlage der vorliegenden Daten Vorsicht geboten ist. Die jährlichen Extremwerte der monatlichen mittleren Höchst- und Tiefsttemperaturen zeigen erwartungsgemäß eine größere Streuung als die Jahresmittelwerte. Die zeitliche Variation der Lufttemperatur in der Station Vostok wird von einem jährlichen Zyklus dominiert. Den synoptischen Aufzeichnungen zwischen 1958 und 2006 (BAS 2015) zufolge ist das mittlere jährliche Lufttemperatursignal durch ein Minimum im August (Ende der Polarnacht) und ein Maximum im Dezember gekennzeichnet; der Temperaturunterschied zwischen beiden Extremwerten dieses mittleren Signals beläuft sich auf ca. 40 K (Abb. 7). Während der Südsommermonate (November-Januar) ist die Lufttemperatur zudem einer ausgeprägten Tagesperiode unterworfen. Die Luftdruckaufzeichnungen während dieser Monate im Jahr 2012 mit einem Intervall von einer Minute (Radionov 2015) zeigen eine symmetrische Variation mit einer Amplitude von beinahe 5 K (Abb. 8a). Dem gestapelten mittleren Tages-signal zufolge tritt die Tageshöchsttemperatur ca. 15:30 Ortszeit (8:30 UTC) und die Tiefsttemperatur gegen 2:30 (19:30 UTC) auf. Im Südwinter (Mai-Juli) kommt diese tägliche Variation aufgrund fehlender Sonneneinstrahlung während der Polarnacht praktisch vollständig zum Erliegen. In den Übergangsmonaten (Februar-April, August-Oktober) ist das mittlere tägliche Temperatursignal in Phase, in seiner Amplitude jedoch gedämpft verglichen mit der sommerlichen Variation.

Der Luftdruck auf Stationshöhe in Vostok schwankte im Beobachtungszeitraum 1958-2006 (BAS 2015) zwischen 590 und 666 hPa um einem Mittelwert von 624,5 hPa. Die Luftdruckvariation wird, ebenso wie die Temperatur, von einem saisonalen Zyklus dominiert. Dem gestapelten jährlichen Signal zufolge variiert der Luftdruck im Mittel um ca. 17 hPa zwischen seinem Minimum im September und seinem Maximum im Dezember (Abb. 7). Zur Mitte der Polarnacht hin (Ende Juni) erreicht der Luftdruck ein kleines sekundäres Maximum. Weitgehend unabhängig von der Jahreszeit ist das mittlere tägliche Luftdrucksignal von einer halbtägigen Periode gekennzeichnet (Abb. 8b). Die Luftdruckmaxima (primäres Maximum: 0:30 UTC; sekundäres Maximum: 11:30 UTC) und -minima (5:30 UTC und 17:00 UTC) sind relativ

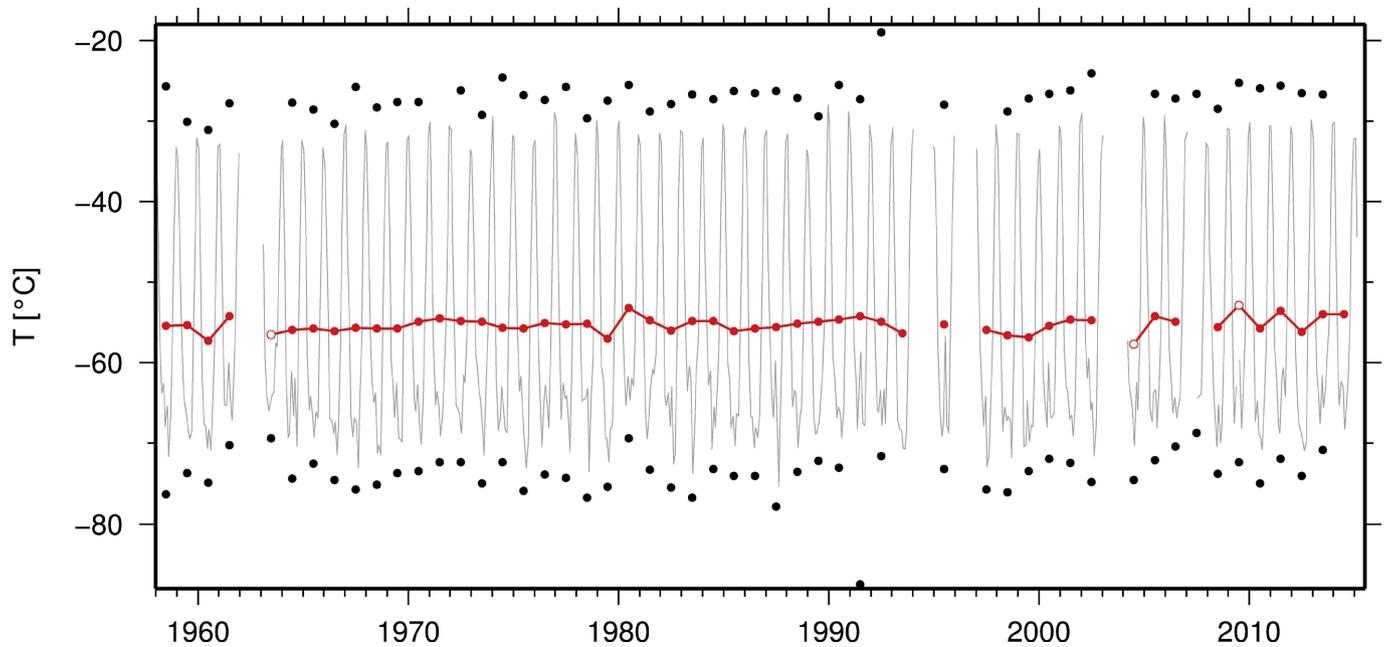


Abb. 6: Aus synoptischen Temperaturaufzeichnungen in der Station Vostok abgeleitete Zeitreihen von Monatsmitteltemperaturen (grau), Jahresmitteltemperaturen (rot) und Extremwerten der monatlichen mittleren Höchst- und Tiefsttemperaturen (schwarze Punkte).

Fig. 6: Time series of monthly mean surface air temperature (grey), annual mean temperature (red) and extreme values of monthly maximum and minimum temperatures (black) according to the synoptic record at Vostok station.

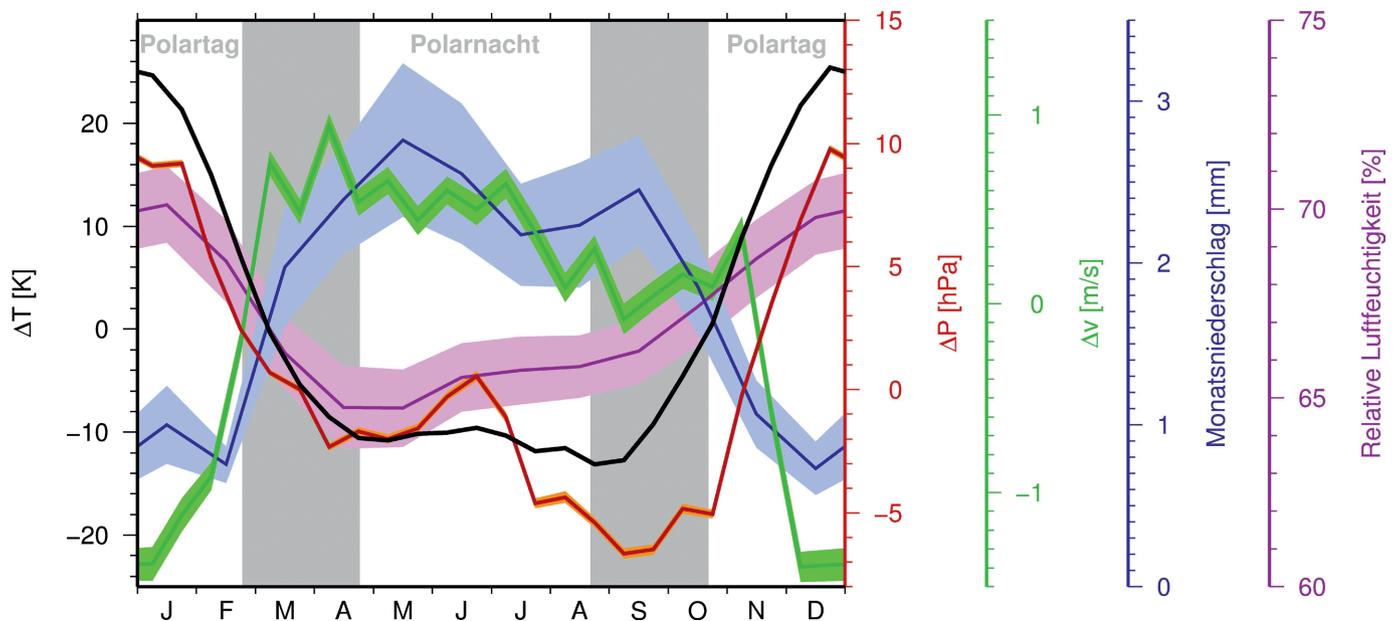


Abb. 7: Mittlere Jahressignale der Lufttemperatur (schwarz), des Luftdrucks auf Stationshöhe (rot), der bodennahen Windgeschwindigkeit (grün), der Monatsniederschlagsmenge (blau) und der relativen Luftfeuchtigkeit (magenta) abgeleitet durch Stapeln der synoptischen Aufzeichnungen in der Station Vostok 1958-2006. Grau hinterlegte Bereiche markieren die Jahreszeiten des Übergangs zwischen Polartag und Polarnacht.

Fig. 7: Mean annual signals of the surface air temperature (black), the air pressure at station elevation (red), the near-surface wind speed (green), the precipitation (blue) and the relative humidity (magenta) as derived by stacking of synoptic records at Vostok station 1958-2006. Grey bands mark the time of year of the transitions between polar day and polar night.

gleichmäßig über den Tag verteilt und legen somit nahe, dass die persistenten täglichen Luftdruckvariationen von atmosphärischen Gezeiten dominiert sind.

Im Vergleich zu anderen Teilen der Antarktis werden in Vostok mäßige bodennahe Windstärken registriert. Den synoptischen Aufzeichnungen 1958-2006 (BAS 2015) zufolge liegt

die mittlere Windgeschwindigkeit knapp unter 10 m/s, der Höchstwert beträgt 41,8 m/s. Über 79 % der Zeit bleibt die Windgeschwindigkeit in Vostok unter 12 m/s. Daraus lässt sich schließen, dass im Gebiet des Vostoksees die Bedingungen für Schneefegen verhältnismäßig selten gegeben sind. Ebenso wie Luftdruck und -temperatur ist auch die Windstärke in Vostok einem saisonalen Zyklus unterworfen: Im Dezember,

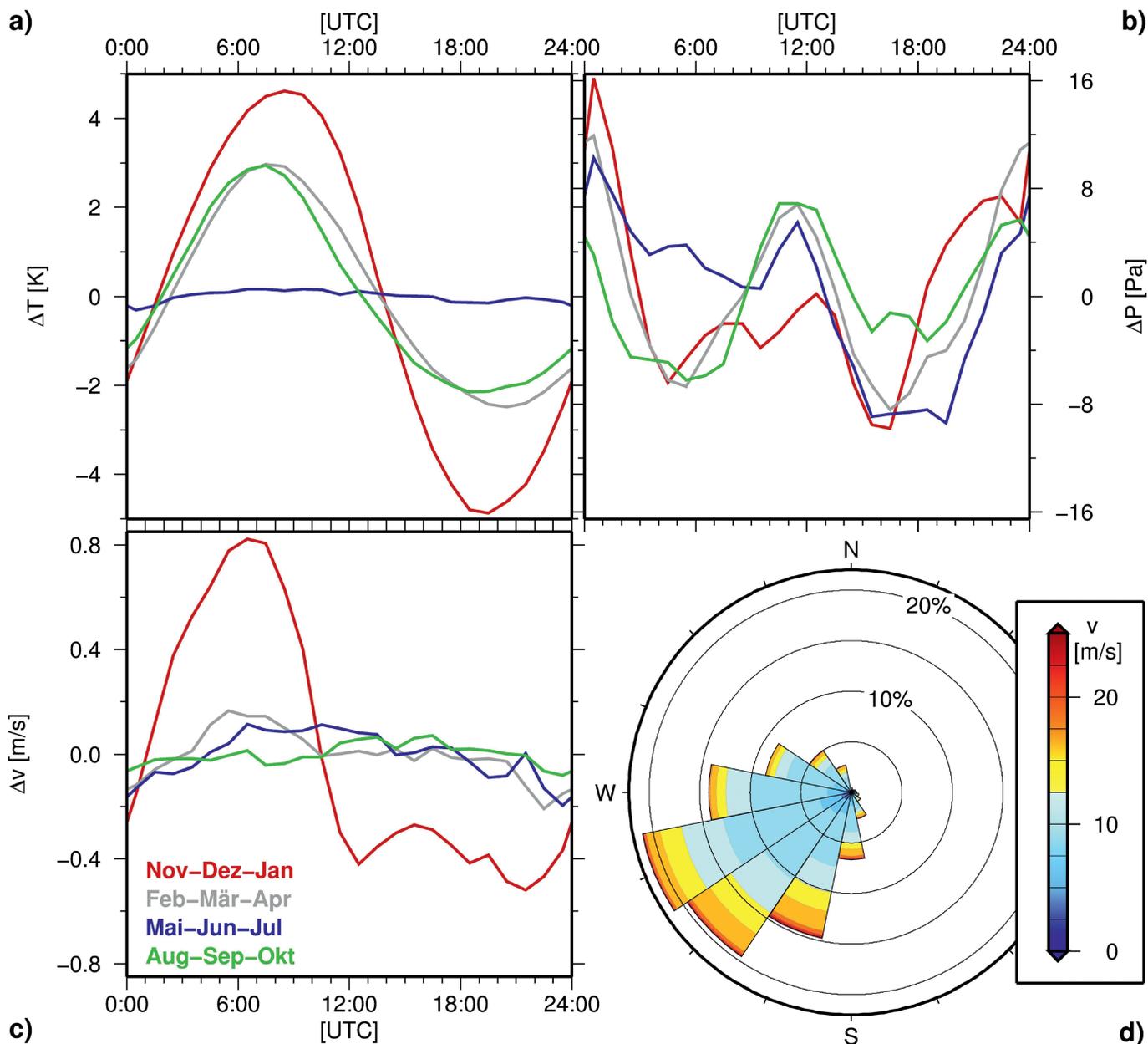


Abb. 8: Mittlerer Tagesgang ausgewählter Parameter und dessen jahreszeitliche Variation gemäß minutlichen meteorologischen Beobachtungen in der Station Vostok 2012 (RADIONOV 2015): **a)** Lufttemperatur; **b)** Luftdruck auf Stationshöhe; **c)** bodennahe Windgeschwindigkeit; **d)** Häufigkeitsverteilung von Windrichtung und -stärke.

Fig. 8: Mean daily cycle of selected parameters and its seasonal variation according to meteorological records at Vostok 2012 with sampling once every minute (RADIONOV 2015): **a)** air temperature; **b)** air pressure at station elevation; **c)** near-surface wind speed; **d)** frequency distribution of wind direction and wind speed.

zeitgleich mit dem Luftdruckmaximum, findet die Windintensität ihr Minimum und im April ihr Maximum (Abb. 7). Die Windstärke, den größten Teil des Jahres über unabhängig von der Tageszeit, weist in den Sommermonaten November-Januar ein markantes Tagessignal auf (Abb. 8c). Das gestapelte mittlere Tagessignal ist durch ein ausgeprägtes, kurzzeitiges (ca. 2 h Dauer) Maximum gekennzeichnet, welches kurz nach der lokalen Mittagszeit (ca. 13:30, ca. 2 h vor dem Temperaturmaximum) kulminiert und dessen Intensität der mittleren jährlichen Variationsbreite (ca. 1,4 m/s) gleichkommt. Diese jahres- und tageszeitlich konzentrierte Zunahme der Windintensität erklärt sich als Folge katabatischer Winde. Über der hochgelegenen Eisoberfläche des Ridge-B Höhenzugs kühlt sich die Luft ab, so dass ihre Dichte zunimmt. Sobald sich im

Laufe des Vormittags die tiefergelegene Umgebung erwärmt, kommt es zum Druckausgleich durch die kalten katabatischen Fallwinde. Die Häufigkeitsverteilung der in Vostok aufgetzeichneten Windrichtung (Abb. 8d) bestätigt den bedeutenden Einfluss der katabatischen Winde: Die dominante Windrichtung WSW stimmt mit dem großskaligen Oberflächengradienten zwischen Ridge B und Lake Vostok überein.

Die Luftfeuchtigkeit im Gebiet des Lake Vostok ist sehr gering. Selbst im feuchtesten Monat (Januar) beträgt die relative Luftfeuchte im langjährigen Mittel lediglich ca. 70 % (Abb. 7, AARI 2015). Die Bewölkung im Vostokgebiet wird von hohen Wolken dominiert (52,9 %, AARI 2015). Mittelhohe Wolken treten durchschnittlich 8,5 % des Jahres auf, während tiefe

Wolken aufgrund der großen Höhe und küstenfernen Lage der Station sehr selten sind (1,3 %). Im Mittel sind 37,4 % des Jahres wolkenfrei. Der mittlere Jahresniederschlag in Vostok wird von EKAYKIN et al. (2004) auf $26,1 \pm 2,6$ mm geschätzt. Der niederschlagsreichste Monat ist der Mai, die Sommermonate Dezember-Februar sind im Durchschnitt die niederschlagsärmsten (Abb. 7). Lediglich ein Viertel des Jahresniederschlags fällt aus Wolken (durchschnittlich 37 Niederschlagsereignisse pro Jahr), während die übrigen drei Viertel als Polarschnee (in der bodennahen Temperaturinversionsschicht gebildete Eisnadeln, engl.: *diamond dust*) aus klarem Himmel ausfallen (EKAYKIN et al. 2004). Von November bis Februar evaporieren 3 ± 1 mm des Niederschlags. Von der antarktischen Küste, vor allem vom Bereich des Rossmeers aus können Zyklone tief ins Innere des Kontinents vordringen und das Vostokgebiet erreichen. Diese Zirkulationsereignisse treten bevorzugt in der kalten Jahreszeit auf, gehen mit einem Austausch mit Luftmassen aus niedrigeren Breiten und nicht selten mit einer abrupten Zunahme der Bewölkung, der Lufttemperatur und der Windgeschwindigkeit in Vostok einher (AARI 2015). Schneestürme, Nebel und *Whiteout* können in Vostok ausnahmsweise auftreten (AARI 2015).

Sowohl die Akkumulationsrate als auch der Isotopengehalt der oberflächennahen Schneeschicht weisen ein regionales Minimum auf, das sich von der Station Vostok die Vostok-Fließlinie aufwärts erstreckt (EKAYKIN et al. 2011). Daraus wird geschlossen, dass diese Zone eine kontinentale Wetterscheide darstellt, welche die Einflussgebiete der Luftmassen aus dem Pazifischen und Indischen Sektor voneinander trennt. Diese Grenzlage macht diese Fließlinie besonders sensitiv für Veränderungen in der großskaligen Atmosphärenzirkulation und beeinflusst somit die Interpretation des Vostokeiskerns hinsichtlich zeitlicher Klimaänderungen.

DER EISSCHILD ÜBER DEM LAKE VOSTOK

Die heutige Mächtigkeit des Eisschilds über dem Lake Vostok ist dank der umfangreichen Eisradardaten und reflexionsseismischen Sondierungen, verglichen mit anderen Teilen der zentralen Antarktis, recht gut bekannt. Diesen Ergebnissen zufolge beträgt die Eismächtigkeit nahe dem südlichen Seeufer ungefähr 3700 m und steigt gleichmäßig zum Nordufer hin auf ca. 4300 m an (POPOV et al. 2011).

Das Eis fließt in östliche (nördliche Seehälfte) bis südöstliche (südliche Seehälfte) Richtung über den Vostoksee. Diese Eisbewegung ist durch das regionale Eisoberflächenrelief vorbestimmt. Entlang des Kamms der ca. 250 km westlich, genähert parallel zur Seeachse verlaufenden Ridge B nimmt der Eisfluss seinen Anfang und folgt dem großräumigen Oberflächengradienten ostwärts (Abb. 2). Das Gebiet des Lake Vostok stellt einen stufenförmigen Absatz mit geringeren Oberflächengradienten dar und markiert eine bedeutende, sich bis Dome C erstreckende Eisscheide. Das die nördliche Hälfte des Sees traversierende Eis wird nach Verlassen der Seeoberfläche nordostwärts in das Einzugsgebiet des Tottengletschers ca. 115° E, 68° S) abgelenkt, während das den Südtel des Sees verlassende Eis ost-südöstlich dem Byrdgletscher (ca. 160° E, 80° S) und schließlich dem Ross-Schelfeis zufließt. Geodätische GNSS-Beobachtungen wurden zur Bestimmung präziser Fließgeschwindigkeitsvektoren genutzt (RICHTER et al. 2013).

Dem Verlauf der Aufsetzlinie folgt eine mehrere Kilometer breite Übergangszone, die durch komplexe Wechselwirkungen zwischen Eis, Wasser und festem Untergrund gekennzeichnet ist. Entlang der die Subglazialseen querenden Eisfließlinien bilden sich im Bereich dieser Übergangszone charakteristische Wölbungen der Eisoberfläche: die eisflussaufwärts liegende Aufsetzlinie weist eine mehrere Meter tiefe, konkave Kerbe, das flussabwärts gelegenen Ufer eine mehrere Meter hohe konvexe Wulst auf (RÉMY et al. 1999). Eisdynamische Modelle sind in der Lage, die Ausbildung dieser Oberflächenwölbungen zu reproduzieren (GUDLAUGSON et al. 2016). Am Lake Vostok wurden diese konkaven (Westufer) und konvexen (Ostufers) Wölbungen der Eisoberfläche sowohl in Satellitenaltimeterdaten (RÉMY et al. 1999a; EWERT et al. 2012) als auch mit kinematischen GNSS-Profilen (RICHTER et al. 2012; SCHRÖDER et al. 2017) beobachtet.

Im zentralantarktischen permanenten Hochdruckgebiet gelegen, zeichnet sich die Region des Vostoksees durch außerordentlich niedrige Niederschlagsmengen aus. Die Schneeakkumulation an der Oberfläche wird hier vom Windzutrag dominiert. Praktisch zeitgleich mit der Gründung der Vostokstation 1957 wurden dort Messungen des Schneezutrag und der Akkumulation in einem Polygon von Akkumulationspegeln (Holzstangen) begonnen. Schon bald war jedoch klar, dass diese Messungen im Stationsgelände nicht repräsentativ für ungestörte Akkumulationsverhältnisse sind. Seit Anfang 1970 werden daher monatlich Schneezutragmessungen in einem kreuzförmigen Polygon ($1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$) aus 79 Akkumulationspegeln ca. 1 km nördlich der Station sowie Dichtebestimmungen in 20 cm Tiefe an jedem fünften der Akkumulationspegel durchgeführt. Um die Kontinuität dieser Messungen auch in Zukunft sicherzustellen, wurde Ende 1998 westlich von diesem ein zweites Akkumulationspolygon angelegt und seitdem parallel gemessen. Die 40jährige (1970-2010) Messreihe ergab eine mittlere Schneeakkumulationsrate von $22,7 \pm 0,6$ mm/a Wasseräquivalent (w.e.). Der mittlere Schneezutrag beläuft sich auf 68 mm/a, der Effekt der Schneeverdichtung macht 10-15% der Schneezutragrate aus und die mittlere Dichte des Schnees in 20 cm Tiefe beträgt 335 kg/m^3 (EKAYKIN et al. 2010). Die Ergebnisse zeigen, dass derartige Messungen signifikant von räumlichen und zeitlichen Variationen beeinflusst sind, welche unter anderem mit wandernden Meso- und Megadünen im Zusammenhang stehen (EKAYKIN et al. 2010). Schneeschurfe und Bohrungen erlauben den Glaziologen eine präzisere, von interannualen und kleinskaligen Variationen weniger beeinflusste Bestimmung mittlerer Nettoakkumulationsraten. Diskrete Firnhorizonte zeichnen sich durch deutlich identifizierbare Signaturen hinsichtlich ihrer physikalischen, chemischen und isotopischen Eigenschaften aus und können auf datierbare Ereignisse (Vulkanausbrüche, Nukleartests) zurückgeführt werden. Aus der Höhe der Firnsäule über einem solchen Horizont bis zur aktuellen Schneeoberfläche kann die mittlere Akkumulationsrate seit dem im Firnhorizont manifestierten Ereignis abgeleitet werden. Die Analyse von sechs Firnbohrungen und drei Schneeschurfen in der Umgebung der Station Vostok führte EKAYKIN et al. (2004) zu einer mittleren Akkumulationsrate von $20,6 \pm 0,3$ mm/a w.e. für den Zeitraum 1816-2004. Diese Untersuchungen zeigten weiterhin, dass das Klima im Gebiet der Vostokstation im Laufe der letzten 350 Jahre durch quasiperiodische Schwankungen der Lufttemperatur und Akkumulationsrate mit einer Periode von 40 bis 50 Jahren gekennzeichnet war (EKAYKIN et al. 2011).

Für das Seegebiet außerhalb der Vostokstation liegen bisher nur wenige verlässliche Messungen der Akkumulationsrate vor. Entlang zweier ausgewählter Fließlinien vom Vostoksee aufwärts wurden von EKAYKIN et al. (2012b) Profile von Akkumulationspegeln ausgesteckt und wiederholt gemessen. Das erste Profil (VFL) erstreckt sich von der Station Vostok 107 km nordwestwärts. Über eine Zeitbasis von 6 bzw. 7 Jahren wurden entlang dieses Profils eine mittlere Akkumulationsrate von 24 mm/a w.e. sowie eine leichte Tendenz zunehmender Akkumulation (von 22,8 auf 24,0 mm/a w.e.) flussaufwärts beobachtet. Die Ergebnisse dieses Profils belegen ausgeprägte Variationen des Schneezutrag, der oberflächennahen Schneedichte und des Isotopengehalts über kurze (10 bis 20 km) Entfernungen, die mit der Krümmung der Eisoberfläche korrelieren und durch den Einfluss des Reliefs auf die Wirkung des Windes erklärt werden (EKAYKIN et al. 2012b): Auf konvex gekrümmten Oberflächenabschnitten kommt es zur Verstärkung katabatischer Winde, welche die äolische Schneerosion intensivieren, während eine konkave Oberflächenkrümmung bodennahe Windgeschwindigkeiten verringert und somit die Schneeeakkumulation begünstigt. Zwei glaziologische Schurfe auf diesem Profil ergaben mittlere Akkumulationsraten von 22 mm/a w.e. (35 km flussaufwärts von Station Vostok) und 23 mm/a w.e. (60 km von Vostok) für den Zeitraum 1955-2004, eine Firnbohrung am Ende des Profils (107 km von Vostok) 21 mm/a w.e. (1815-2005). Diese Langzeitmittel liegen deutlich unter den entsprechenden Akkumulationspegelmessungen, konsistent mit der Beobachtung einer allgemeinen Zunahme der Akkumulation seit den 1950er Jahren. Das zweite glaziologische Profil (NVFL, *North Vostok flowline*) reicht von der Konvoitrasse nahe des westlichen Ufers im Nordteil des Vostoksees 188 km westwärts auf Dome B hinaus. Für die östlichen 20 km dieses Profils ergaben die Akkumulationspegelmessungen eine mittlere Akkumulationsrate von 36,8 mm/a w.e. für den Zweijahreszeitraum 2008-2009. Dieses Ergebnis ist konsistent mit in Schurfen bestimmten Langzeitakkumulationsraten von 35 (LIPENKOV & BARKOV 1998, über 30 Jahre) und 33,6 mm/a w.e. (EKAYKIN et al. 2012b, 1993-2009) für den östlichen Ausgangspunkt des Profils. Der obere Abschnitt dieses Fließlinienprofils (Kilometer 56-188 von der Trasse) weist hingegen eine deutlich niedrigere Akkumulationsrate von 29 mm/a w.e. für den Zeitraum 2008-2011 auf. Bohrungen auf Dome B nahe des westlichen Endpunkts des Profils hatten eine Langzeitakkumulationsrate von 35 mm/a w.e. ergeben (JOUZEL et al. 1993). Entlang der Konvoiroute Vostok-Mirny liegen vereinzelt weitere glaziologische Bestimmungen von Akkumulationsraten vor (LIPENKOV & BARKOV 1998): 100 km nördlich der Station Vostok: ca. 40 mm/a w.e.; 300 km: ca. 40 mm/a w.e.; sowie Station Komsomolskaya (550 km): ca. 55 mm/a. Zudem führten POPOV et al. (2004) im Verlaufe geophysikalischer Schlittenzüge visuelle stratigraphische Untersuchungen in 24 Schneeschurfen im südlichen Teil des Vostoksees zur Bestimmung von Akkumulationsraten und Schneedichte durch. Ihre Ergebnisse zeigen Akkumulationsraten zwischen 22 und 30 mm/a w.e. mit einer Zunahme gen Norden sowie außerhalb der Seeoberfläche. Allerdings sind diese Ergebnisse aufgrund ihrer Anfälligkeit gegenüber dem Hiatus einzelner Jahresschichten (EKAYKIN et al. 2010: Wahrscheinlichkeit 17 %) weniger verlässlich. Die auf der Grundlage von Mikrowellen-Fernerkundungsdaten und Feldmessungen von ARTHERN et al. (2006) zusammengestellte Karte der Akkumulationsraten überschätzt die in-situ bestimmten Raten im

Gebiet des Vostoksees um 10 mm/a (25-50 %); die von den Autoren angegebene Unsicherheit ihrer Ergebnisse ist somit in dieser Region um Faktor 2 bis 5 zu niedrig angesetzt. Eine gute Übereinstimmung mit den glaziologischen Ergebnissen wird hingegen mit einem von LINOW (2011) entwickelten Ansatz zur Ableitung von Akkumulationsraten aus Satelliten-Radardaten auf unterschiedlichen Frequenzen erzielt. Die in GROH et al. (2014) vorgestellten Ergebnisse zeigen für die Region des Vostoksees Akkumulationsraten, die von Süd nach Nord von 20 auf 50 mm/a w.e. ansteigen.

Die vorliegenden Ergebnisse erlauben vorsichtige Schlüsse hinsichtlich der regionalen Variation der Akkumulationsrate. Im Gebiet des Vostoksees dominiert ein Nord-Süd-Gefälle mit beinahe doppelt so großen Akkumulationsraten im Nordteil des Sees gegenüber dem Südteil. Die Station Vostok scheint demnach innerhalb eines regionalen Akkumulationsminimums gelegen zu sein. Nördlich der Station steigt die Akkumulationsrate zunächst auf 100 km rasch an, ändert sich auf den folgenden 200 km indes nur unwesentlich, um zwischen dem See und Komsomolskaya erneut zuzunehmen (EKAYKIN et al. 2011). Die großräumige Variabilität der Akkumulationsrate ist in Ost-West-Richtung um eine Größenordnung geringer. Allerdings verursacht die mit dem Westufer des Sees assoziierte konkave Oberflächenkrümmung eine kleinräumige Anomalie erhöhter Akkumulationsraten, welche die entlang der Konvoitrasse konzentrierten glaziologischen Ergebnisse in ihrer Repräsentativität für die gesamte Seeoberfläche einschränkt.

Die oberflächennahe (20 cm Tiefe) Schneedichte variiert entlang des VFL-Profils zwischen 310 und 350 kg/m³ über Wellenlängen um 20 km (EKAYKIN et al. 2011). Dieses Profil belegt eine Verringerung der mittleren Schneedichte westlich des Sees von 340 auf 330 kg/m³ innerhalb des Seegebiets, welche mit der Verringerung des Oberflächengradienten und somit der Winddynamik in Verbindung gebracht wird. Für den Nordteil des Sees weisen die spärlich verfügbaren Daten auf eine vergleichbare Schneedichte hin: für die östlichsten 20 km des NVFL-Profils wurde eine mittlere Dichte von 346 kg/m³ ermittelt (EKAYKIN et al. 2012b). Der an der Oberfläche akkumulierte Schnee erfährt im Laufe der Zeit und fortgesetzten Akkumulation eine Verdichtung. Diese bewirkt eine Zunahme der Dichte mit der Tiefe und somit den Übergang von Schnee über Firn zu Eis. Auf der Grundlage von Eiskernmessungen bestimmten LIPENKOV et al. (1997) ein kontinuierliches vertikales Dichteprofil für die obersten 2540 m der Eissäule unter Vostok. Die mittlere Eisdichte ab 2000 m Tiefe (11 Messwerte) beträgt 923,157 kg/m³ (RICHTER et al. 2008). Infolge der extrem niedrigen Temperaturen und Akkumulationsraten erfolgt in der Umgebung der Vostokstation der Übergang von Schnee zu Firn erst in einer Tiefe von ungefähr 35 m (LIPENKOV, mündliche Mitteilung 2008). Eine weitere lokale Besonderheit ist die innerhalb der obersten 0,5-1 m mächtigen Schneeschicht weitgehend konstante Dichte infolge von Rekristallisationsprozessen an der Schneeoberfläche (LIPENKOV, mündliche Mitteilung 2013).

Über das Gebiet des Vostoksees verteilt wurden 187 Proben oberflächennahen Schnees (Tiefe 1 bis 1,5 m) entnommen und auf ihren Gehalt des Sauerstoffisotops $\delta^{18}\text{O}$ und Deuterium hin untersucht (EKAYKIN et al. 2011). Die Isotopenkonzentration im Schnee erlaubt Rückschlüsse auf die vorherrschende

großräumige Atmosphärenzirkulation. Die Luftmassen nehmen ihre Feuchtigkeit in niedrigeren Breiten auf, bevor sie der atmosphärischen Zirkulation tief ins Innere der Ostantarktis folgen. Sie fällen Niederschläge aus, die durch einen entlang ihres Wegs abnehmenden Isotopengehalt gekennzeichnet sind. Im Gebiet des Vostoksees zeigt die räumliche Variation der Isotopenkonzentration ein Minimum im südlichen Seeteil, ca. 50 km nord-nordwestlich der Vostokstation. Das ermittelte Verteilungsmuster deutet darauf hin, dass die Station Vostok an der Grenze zwischen den Einflussbereichen zweier verschiedener, vom Pazifischen und Indischen Ozean herrührender Luftmassen liegt, und dass die VFL-Fließlinie den Bereich maximaler Entfernung (entlang der Luftströmungen) atmosphärischer Feuchtigkeitsquellen markiert (EKAYKIN et al. 2011).

Eisradardaten können, bei geeigneter Wahl der Radarwellenlänge, zusätzlich zur Tiefe und dem Medium an der Eisbasis auch zur Bestimmung der Tiefe interner Schichten genutzt werden. Solche internen Schichten stellen weiträumig kontinuierliche Flächen dar, deren Detektierbarkeit einen vertikalen Kontrast in der Dichte oder elektromagnetischen Eigenschaften des Eises verlangt. Die Ausbildung solcher Kontraste wird im Allgemeinen auf rapide Veränderungen in den Bedingungen der Schneeakkumulation zurückgeführt. Die internen Schichten repräsentieren demnach Flächen gleichen Alters und ermöglichen somit wichtige Schlussfolgerungen hinsichtlich der Evolution des Eiskörpers (SIEGERT 2003). Die Kartierung der Tiefenlage interner Schichten über dem Lake Vostok auf der Grundlage der flugzeuggestützten Eisradardaten gestattete TIKKU et al. (2004) die Bestimmung von Paläofließlinien über dem See. Unebenheiten im Subglazialrelief entlang der westlichen (bezüglich des Eisflusses oberen) Aufsetzlinie prägen dem Relief der Eisbasis sowie den darüberliegenden internen Schichten markante Strukturen auf: Erhöhungen des Grundgesteins hinterlassen aufwärts gewölbte Rillen in der Eisunterseite und darüberliegenden Schichten, während subglaziale Senken zu einem Nachuntwölben der Schichten führen. Über dem See, wo keine basale Reibung auftritt und die Eisschichten somit nicht deformiert werden, bleiben diese Strukturen erhalten und vollziehen die Fließbewegung des Eises nach, bis sie die gegenüberliegende (östliche) Aufsetzlinie erreichen. Durch das Verfolgen solcher Strukturen können somit die Fließtrajektorien von Eispartikeln über den See rekonstruiert werden. Falls sich das Fließregime seit ihrer Aufprägung am Westufer nicht geändert hat, repräsentieren diese Strukturen Fließlinien. Alternativ kann eine signifikante Abweichung der Orientierung der Strukturen von rezenten Fließlinien als Anhaltspunkt für Veränderungen des Fließregimes über mehrere Zehntausend Jahre interpretiert werden. Eine weitere Anwendung der aus den Eisradardaten extrahierten internen Schichten zur Rekonstruktion der Fließdynamik des Eisschildes im Gebiet des Vostoksees stellen LEONARD et al. (2004) vor: Charakteristische Höhen- und Neigungsänderungen isochroner interner Schichten werden hier aufgrund ihrer systematische Abhängigkeit von Tiefe/Alter und Entfernung vom Westufer entlang der Fließlinie des Eises als Manifestation der oben erwähnten lokalen Anomalie erhöhter Schneeakkumulation infolge der konkaven Oberflächenkrümmung entlang des westlichen Seeufers interpretiert. Die räumliche Lage dieser Signatur entlang der VFL-Fließlinie erlaubte WENDT et al. (2006) die Schlussfolgerung, dass sich hier die Fließgeschwindigkeit über 26.000 Jahre nicht wesentlich geändert hat.

WECHSELWIRKUNGEN AN DER EIS-WASSER-GRENZSCHICHT

An der Unterseite des Eisschildes, an seiner Grenzfläche mit dem Wasserkörper des Vostoksees, läuft ein permanenter Massenaustausch zwischen Eis und Wasser ab. In bestimmten Teilen der Seeoberfläche friert Seewasser von unten an der Eisdecke an, in anderen Seeteilen schmilzt das basale Eis ab. Der See stellt somit keine statische Wassermasse dar, sondern ist vielmehr Produkt des dynamischen Gleichgewichts zwischen diesen zwei gegenläufigen basalen Prozessen. Dies bedeutet weiterhin, dass der See eine ständige Wassererneuerung erfährt: Während durch den Transport von basalem Seeeis mit dem Eisfluss über die östliche Aufsetzlinie hinweg dem See Wasser entzogen wird, wird ihm gleichzeitig frisches Schmelzwasser zugeführt. Dies hat wichtige Konsequenzen für die limnologischen und mikrobiologischen Bedingungen im Lake-Vostok-System. Die Geschwindigkeit dieser Wassererneuerung, repräsentiert durch das mittlere Residenzintervall eines Wasserpartikels im See, hängt von der Intensität der basalen Prozesse und von der Durchmischung des Seewassers infolge der Zirkulation im See ab. Die Geschwindigkeit des basalen Massenaustauschs sowie die räumliche Verteilung von Schmelzen und Anfrieren über dem See entziehen sich bisher direkten Messungen. Modellvorstellungen legen nahe, dass im Nordteil des Sees, wo das Eis mächtiger und demzufolge der Druckschmelzpunkt an der Eisbasis niedriger ist, basales Schmelzen dominiert, während das basale Anfrieren im Südteil des Sees vorherrscht (SALAMATIN et al. 2009, THOMA et al. 2007, WÜEST & CARMACK 2000, MAYER et al. 2003).

Das Verständnis des Mechanismus der basalen Eisbildung ist entscheidend für die Charakterisierung des Wasserkörpers auf der Grundlage des mit dem Bohrkern zutage geförderten Seeees, da aufgrund chemischer Fraktionierung beim Phasenübergang von Wasser zu Eis die chemische und isotopische Zusammensetzung modifiziert wird (JOUZEL et al. 1999). Ein Zusammenwirken von drei verschiedenen Prozessen wurde vorgeschlagen, um die im Seeeis 1 des Bohrkerns festgestellten Konzentrationen und Eigenschaften chemischer Komponenten, Isotopen und fester Partikel zu erklären (LIPENKOV et al. 2012; SOUCHEZ et al. 2000):

1. Beim basalen Schmelzen im Nordteil des Sees hat das Schmelzwasser eine Temperatur nahe dem lokalen Druckschmelzpunkt. Infolge der Änderung der Eismächtigkeit entlang der Seeachse ist die Eis-Wasser-Grenzfläche geneigt und liegt im Südteil des Sees höher als im Norden. Aufgrund des hohen Drucks weist das Schmelzwasser eine geringere Dichte als das darunterliegende, wärmere Seewasser auf (WÜEST & CARMACK 2000) und strebt, der Auftriebskraft folgend, nach Süden. Dort liegt der Druckschmelzpunkt infolge der geringeren Eismächtigkeit und somit geringeren Drucks höher als im Nordteil. Das entlang der Eis-Wasser-Grenzfläche aus dem Norden herangeführte Schmelzwasser befindet sich demnach bei seiner Ankunft im Südteil im unterkühlten Zustand (um 0,01-0,1°C). Unter diesen Bedingungen bilden sich in der Schmelzwasserschicht Nadeleiskristalle, welche aufsteigen und sich lose an die Eisunterseite anheften.

2. Das zwischen den Nadeleiskristallen befindliche Wasser gefriert langsam, im chemischen und isotopischen Gleichge-

wicht mit dem Seewasser, und führt somit zur Konsolidierung der zunächst lockeren Schicht der Nadeleiskristalle.

3. Gleichzeitig mit dem relativ raschen Wachstum des Seeises 1 kommt es zum Einschluss von Blasen flüssigen Seewassers, welche schließlich gefrieren. Dabei konzentrieren sich die im Seewasser enthaltenen ungelösten Gase im Zentrum der Blasen und kristallisieren schließlich Gashydrate in Form von Clathraten aus. Ausgehend von der Gaskonzentration wird der Anteil der Wasserblasen am gesamten Volumen des gebildeten Seeises 1 auf 1 % geschätzt. Die Größe der Blasen beträgt im Mittel 5 mm.

Die Bildung des Seeises 2 im tiefen Hauptteil des Sees erfolgt vermutlich sehr langsam, ohne die Inkorporation von Wasserblasen und Gashydraten und, möglicherweise, ohne die Bildung von Nadeleiskristallen (EKAYKIN et al. 2012a). Bei der Bildung beider Seeistypen entsteht demnach an der Eisunterseite zunächst eine Schicht feinkörnigen Eises mit Kristallgrößen von wenigen Millimetern. Temperaturen nahe des Gefrierpunktes ermöglichen in der Folge ein orthotropes Wachstum der Kristalle, das schließlich zu den im Eiskern beobachteten Kristalldurchmessern von bis zu 3,5 m führt. Röntgen-Refraktionsuntersuchungen belegen zudem eine außergewöhnlich hohe Kristallqualität des Seeises (MONTAGNAT et al. 2003). Die Kristallgröße wächst mit zunehmender Tiefe und abnehmendem Alter, und die entlang des Eiskerns beobachtete Variation der Kristallgröße und der Orientierung der kristallographischen c-Achse reflektiert räumliche und zeitliche Änderungen in der Intensität der Schmelzwasserzufuhr (LIPENKOV et al. 2012).

Auf der Grundlage der engmaschigen flugzeuggestützten Eisradar-daten im Gebiet des Vostoksees (STUDINGER et al. 2003) ist es gelungen, eine interne Schicht zu identifizieren, die als Grenzfläche zwischen meteorischem Eis und Seeeis interpretiert wird (BELL et al. 2002; TIKKU et al. 2004). Der Tiefenverlauf dieser Grenzschicht entlang der VFL-Fließlinie (BELL et al. 2002) ist im Einklang mit der Mächtigkeit des Seeises im Vostok-Eiskern (JOUZEL et al. 1999). Die Radar-daten weisen auf das weiträumige Auftreten von basalem Seeeis über der südlichen Hälfte der Seeoberfläche hin (TIKKU et al. 2004). Sie legen weiterhin nahe, dass auch in bestimmten Bereichen des Nordteils des Sees basales Anfrieren anzutreffen ist, insbesondere entlang des Westufers sowie östlich einer Halbinsel im Nordosten des Sees. Demnach kommt es eisfluss-abwärts von Erhöhungen des festen Untergrundes bevorzugt zum basalen Anfrieren (TIKKU et al. 2004). Diese Ergebnisse widerlegen die Interpretation der relativen Neigung interner Schichten meteorischen Eises bezüglich der Eisbasis (Neigung entlang Fließlinie abwärts: basales Schmelzen; Neigung aufwärts: Anfrieren), welche auf intensives Schmelzen in der Nähe der Aufsetzlinie hindeuten schien (SIEGERT 2000). Die Kenntnis der Mächtigkeit des Seeises in Vostok und der Fließgeschwindigkeit des Eisschildes ermöglicht die Bestimmung der Geschwindigkeit des basalen Anfrierens. Unter Berücksichtigung von Änderungen der Fließgeschwindigkeit im Laufe der Transitzeit des Eises vom Westufer zur Bohrlo-kation schätzten SALAMATIN et al. (2009) die mittlere Anfrier-rate entlang der VSL-Fließlinie auf 5,5 mm/a.

WASSERZIRKULATION

Die Ausbildung und Form einer Zirkulation im Lake Vostok hat eine fundamentale Bedeutung für die physikalischen und chemischen Prozesse, für die ökologischen Bedingungen und schließlich für die Möglichkeit und Ausprägung überlebensfähiger Lebensformen in dem subglazialen See. Wasserbewegungen fungieren hier als Träger von Energie- und Stofftransporten. Beispielsweise würde eine intensive, anhaltende Zirkulation zu einer permanenten Durchmischung des Wasserkörpers und somit zu homogenen physikalischen und chemischen Bedingungen im gesamten See sowie zu einem effizienten Wärmetransfer zwischen festem Untergrund und Eisdecke führen. Fehlte eine solche Zirkulation, wären ausgeprägte vertikale und laterale Gradienten hinsichtlich der Temperatur, Dichte und der Konzentration gelöster Gase und potentieller Nährstoffe zu erwarten. In diesem Falle würde der Lake Vostok mehrere verschiedene Biotope und Nischen beherbergen, die ganz unterschiedliche, spezifische Anpassungen von ihren potentiellen Bewohnern erfordern würden. Weder an der Eisunterseite angefrorenes Seeeis noch Sedimente am Boden des Sees wären dann repräsentativ für den gesamten Wasserkörper. Eine genaue Kenntnis der Seezirkulation ist die Voraussetzung für die Modellierung der Temperaturverteilung im Wasserkörper, für die Modellierung der Verteilung und Intensität der Schmelz- und Anfrierprozesse an der Eis-Wasser-Grenzschicht, für die Berechnung des Residenzintervalls des Wassers im See, für die Vorhersage der Korngröße schwebender Partikel und Bereiche ihrer erhöhten Konzentration, sowie für die Bestimmung der Verbreitungsgeschwindigkeit und -trajektorie von Kontaminationen im Falle ihres unvorhergesehenen Eindringens in den subglazialen Seekörper.

Auf der Grundlage geodätischer Beobachtungen von Höhenänderungen der Eisoberfläche über Lake Vostok bewiesen WENDT et al. (2005) die Reaktion des subglazialen Sees auf die Anregungen von Gezeiten und Luftdruckvariationen. Diese Ergebnisse stellen den bisher einzigen messtechnischen Nachweis von Wasserbewegungen im Vostoksee dar. Diese mit Perioden zwischen einem halben und mehreren Tagen ablaufenden Bewegungen erfassen jedoch nur ein, verglichen mit dem gesamten Wasserkörper des Sees, unbedeutendes Wasservolumen und erlauben nur begrenzt Rückschlüsse auf die Hydrodynamik im Lake Vostok. Eine den gesamten Wasserkörper erfassende Zirkulation war daher Gegenstand mehrfacher Modellierungsversuche. Wind, der gewöhnlich den bedeutendsten Antrieb von Wasserbewegungen in Seen darstellt (MORTIMER 1974), ist in dem durch den mächtigen Eisschild isolierten Subglazialsee nicht wirksam. Als Antrieb für eine Zirkulation werden hier Dichtekontraste infolge von Temperaturunterschieden im Wasserkörper angenommen (WÜEST & CARMACK 2000). Bodennahe Wasserschichten werden durch den geothermalen Wärmefluss erwärmt, während den obersten Wasserschichten in den Bereichen basalen Anfrierens Wärme vom gefrierenden Eis zugeführt wird. Druck- und Temperaturunterschiede infolge der Neigung der Eis-Wasser-Grenzschicht und der variierenden Eismächtigkeit beeinflussen außerdem den Konvektionsprozess. KAZKO et al. (2012) geben einen kritischen, systematischen Überblick über die verschiedenen Ansätze, die den in der Literatur vorgestellten Zirkulationsmodellen für Lake Vostok zugrunde liegen.

Die Modellierung der Konvektion im Lake Vostok auf der Grundlage von Laborversuchen in rotierenden Reservoiren durch WELLS & WETTLAUFER (2008) leidet darunter, dass die hydrodynamischen Parameter des natürlichen Wasserkörpers nur begrenzt durch Laborversuche simuliert bzw. repräsentiert werden können. Die von WÜEST & CARMACK (2000) und PETIT (2004) vorgestellten Ergebnisse wurden hingegen auf der Grundlage verschiedener, aus physikalisch vernünftigen Annahmen und Vereinfachungen folgenden, Bilanzbeziehungen gewonnen. Dieser Ansatz vermag jedoch nur auf ein sehr begrenztes Spektrum von Fragestellungen Antwort zu geben und sein Erfolg hängt wesentlich von den eingeführten Annahmen ab. Dem gegenüber kommt ein numerisches Zirkulationsmodell mit einem Minimum an vereinfachenden Annahmen aus und vermag ein genaues und konsistentes Bild der hydrodynamischen Prozesse im untersuchten Wasserkörper zu zeichnen. Dieser Ansatz wurde von THOMA et al. (2007), MAYER et al. (2003), WALSH (2002) und WILLIAMS (2001) verfolgt. Allerdings kommt in diesen Arbeiten ein Modell zur Anwendung, welches für die Simulation der Zirkulation im Ozean entwickelt wurde und auf sogenannten „primitiven Gleichungen“ auf der Grundlage einer hydrostatischen Approximation beruht. Nach Ansicht von KAZKO et al. (2012) ist jedoch die Anwendung der hydrostatischen Vereinfachung im Falle des Lake Vostok nicht gerechtfertigt. Diese Autoren präsentieren daher ein neues numerisches Zirkulationsmodell, das, auf Kosten eines deutlich höheren Rechenaufwands, auf die hydrostatische Approximation verzichtet. Die in ihrer Veröffentlichung vorgestellten vorläufigen Ergebnisse repräsentieren denn auch eine Integration des numerischen Experiments über lediglich zwei Jahre, während THOMA et al. (2007) beispielsweise über 150 Jahre integrieren.

Die veröffentlichten Zirkulationsmodelle weichen hinsichtlich der Zirkulationsmuster, Strömungsgeschwindigkeiten und Temperaturverteilungen erheblich voneinander ab (s. z.B. die Gegenüberstellung in WENDT 2005). Ursache für diese Widersprüche sind, neben den unterschiedlichen methodischen Ansätzen, abweichende Eingangsinformationen zu Bathymetrie, geothermale Wärmefluss, Salzgehalt des Wassers usw. Das Modell von THOMA et al. (2007) zeigt eine barokline Zirkulation in drei separaten Konvektionszellen: Im nördlichen Seebecken erfolgt ein relativ schwacher bodennaher Wassertransport nordostwärts und entlang der Eis-Wasser-Grenzschicht in entgegengesetzte Richtung. Im nördlichen Teil des größeren, südlichen Beckens ist die bodennahe Strömung südostwärts gerichtet, die obersten Schichten strömen hier relativ intensiv nordwestwärts. Der südliche Seeteil ist durch einen zyklonischen (im Uhrzeigersinn) Wirbel in den tieferen Wasserschichten und einen intensiveren, gegenläufigen Wirbel in den darüberliegenden Schichten gekennzeichnet. Die Vertikalkomponente der Strömungsgeschwindigkeit erreicht Maximalwerte von $\pm 25 \mu\text{m/s}$, die maximalen Horizontalgeschwindigkeiten betragen 4 mm/s .

Das für den südlichsten Bereich des Sees vorgestellte Zirkulationsverhalten steht jedoch im Widerspruch zur Interpretation der Isotopenzusammensetzung des Seeees. Die im untersten Abschnitt des Vostok-Eiskerns gemessenen Variationen der $\delta^{18}\text{O}$ und Deuterium-Isotopenkonzentration spricht einerseits für einen signifikanten Beitrag hydrothermalen Wassers zur Seeeesbildung, und andererseits für eine nur schwache Vermischung von hydrothermale und Schmelzwasser mit

dem eigentlichen Seewasser (EKAYKIN et al. 2010). Der vom Modell vorhergesagte intensive Tiefenwasseraufstieg im südöstlichen Seeteil ist kaum vereinbar mit der beobachteten mangelhaften Durchmischung der Wassermassen unterschiedlichen Ursprungs. Die Isotopensignatur der untersten, am weitesten östlich gebildeten Schichten des Seeees 2 wäre zudem erklärbar mit einer zyklonischen Zirkulation der obersten Wasserschichten – entgegengesetzt zur modellierten Zirkulationsrichtung – welche die Schmelzwasserzufuhr von Norden nach Süden zum Ostufer hin verstärkt (EKAYKIN et al. 2012a).

Die Qualität des Zirkulationsmodells (THOMA et al. 2007) wird weiterhin dadurch in Frage gestellt, dass mit ihm eine räumliche Verteilung und Intensität der basalen Prozesse einhergeht, die im offensichtlichen Widerspruch zu verfügbaren Messdaten stehen. So ergibt sich beispielsweise für den Bereich der Vostokstation eine Anfrierrate von 7 cm/a , während aus Radardaten, GNSS-Beobachtungen und Analysen des Bohrkerns abgeleitete Raten zwischen 4 und 7 mm/a liegen (BELL et al. 2002, WENDT et al. 2006, SALAMATIN et al. 2009, RICHTER et al. 2012). Des Weiteren sagt das Modell basales Anfrieren lediglich für ca. ein Viertel der Seeoberfläche voraus, während Eisradardaten basales Seeeis für ungefähr die Hälfte der Seeefläche anzeigen (TIKKU et al. 2004). Schließlich dominieren die modellierten Schmelzraten gegenüber den Anfrierraten, was einen permanenten Wasserzuwachs von $5,6 \text{ mm/a}$ im See zur Folge hätte (THOMA et al. 2007).

CHEMISCHE, LIMNOLOGISCHE, MIKROBIOLOGISCHE BEDINGUNGEN

Die Frage nach dem Vorhandensein von Leben im Lake Vostok hat sich als eine wichtige Motivation für die Erforschung des subglazialen Sees und die Vollendung der Eisbohrung erwiesen. Die Entdeckung und Untersuchung von Organismen in diesem möglicherweise 34 Mio. Jahre lang isolierten Ökosystem vermag ungeahnte Einblicke in die Evolution sowie in noch unbekannte Anpassungsmechanismen von Lebensformen an extreme Umweltbedingungen zu gewähren.

Wesentliche Eigenschaften potentiell im Vostoksee überlebensfähiger Organismen werden durch die limnologischen Bedingungen ihres Habitats bestimmt und könnten bei Kenntnis der physikalischen, chemischen (Form und Konzentration von Gasen und Salzen), hydrologischen und hydrodynamischen Verhältnisse teilweise vorhergesagt werden. Lake Vostok zeichnet sich von anderen Lebensräumen durch extrem hohe Drücke ($\approx 35 \text{ MPa}$), Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt ($\approx -2,5^\circ\text{C}$) sowie permanente Dunkelheit aus und ist mindestens seit der Stabilisierung des kontinentalen Eisschildes (vor 13 Mio. Jahren) von der Atmosphäre isoliert (BULAT et al. 2012). Quantitative Abschätzungen des mittleren Residenzintervalls eines Wasserpartikels im See schwanken zwischen 5.000 und 125.000 Jahren (ANGELIS et al. 2004). Verglichen mit dem darüberliegenden meteorischen Eis ist das Seeeis durch einen um zwei Größenordnungen geringeren Luftgehalt gekennzeichnet (LIPENKOV et al. 2000). Das andauernde Schmelzen des mit Luftbläschen angereicherten meteorischen Eises über dem Nordteil des Sees, in Verbindung mit dem Entzug gasarmen Wassers beim basalen Anfrieren, führt somit vermutlich zu einer (zunehmenden)

Sauerstoffübersättigung des Seewassers (BULAT et al. 2012). Die im Seeeis 1 enthaltenen Gase treten zu 97% in Form von Clathraten auf (LIPENKOV et al. 2012). Die Ionenzusammensetzung dieser Eisfazies weist auf eine relativ hohe und mit der Tiefe variable Konzentration von Salzen (Natriumchlorid, verschiedene Sulfate) hin (ANGELIS et al. 2004). Röntgen-Mikrofluoreszenz-Analysen zeigen, dass die Salze in Form winziger Laugentropfchen im Eis auftreten (ANGELIS et al. 2005). Ihr Vorkommen wird auf eine sporadische, hydrothermale Injektion salzhaltigen Wassers aus tieferen, möglicherweise aus Evaporiten zusammengesetzten Gesteinsschichten zurückgeführt. Allgemein wird jedoch von einem geringen Salzgehalt des Seewassers ausgegangen (z.B. BULAT et al. 2012: <0,1 ‰). Seltene Erdelemente weisen im Seeeis eine extrem geringe Konzentration auf (GABRIELLI et al. 2009). Aufgrund des extrem niedrigen Gehalts gelösten organischen Kohlenstoffs wird der Lake Vostok als ultraoligotroph charakterisiert (BULAT et al. 2012). Das Fehlen sowohl von organischem Kohlenstoff als auch von Licht für die Photosynthese schränken denkbare energetische Ressourcen für Lebensformen im Vostoksee erheblich ein. Somit kommen lediglich chemoautotrophe, piezophile, psychrophile Organismen mit einer hohen Sauerstofftoleranz als überlebensfähige Bewohner des Lake Vostok in Frage (BULAT et al. 2012). Das Seeeis stellt als potentiell Habitat dieselben Anforderungen, außer dass hier anaerobe Bedingungen an die Stelle der Sauerstoffübersättigung treten.

Die signifikanten Unterschiede zwischen den zwei Seeisfazien (LIPENKOV et al. 2012, ANGELIS et al. 2005), die deutlichen Hinweise der Isotopenkomposition auf eine unzureichende Vermischung der Wassermassen (EKAYKIN et al. 2012a) sowie die vielfältigen Indizien für (gewöhnlich lokal fokussierte) hydrothermale Aktivität legen gegenwärtig jedoch nahe, dass der Lake Vostok kein einheitliches, homogenes Habitat darstellt, sondern vielmehr in räumlich begrenzten Teilsystemen ganz unterschiedliche, spezifische Eigenschaften aufweist und somit mehrere verschiedenartige Biotope beherbergen könnte.

Seit Beginn der Beprobung des Seeises durch die 5G-Bohrung zielten vielfältige mikrobiologische Analysen auf den Nachweis und die Charakterisierung von Lebensformen im Lake Vostok ab. Die in der Fachliteratur veröffentlichten Schlussfolgerungen sind jedoch widersprüchlich. KARL et al. (1999), PRISCU et al. (1999), ABYZOV et al. (2001) und CHRISTNER et al. (2006) berichten über signifikante Zellkonzentrationen von Mikroorganismen in den Seeisproben und schließen daraus auf überlebensfähige Populationen im Subglazialsee. BULAT et al. (2012) mahnen hingegen angesichts der spezifischen Art der Proben, der hohen Gefahr ihrer Kontamination von ihrer Entnahme im Kontakt mit der Bohrflüssigkeit über den weiten Transport von Vostok in die Labore bis hin zur Behandlung der Proben, der Integrität und der generell niedrigen Konzentration der enthaltenen Mikroben zur Vorsicht bei der Interpretation dieser Ergebnisse. Ein strenges Dekontaminationsprotokoll wurde von diesen Autoren entwickelt und unter Reinraum-Bedingungen angewandt. Die Quantifizierung der Biomasse durch verschiedene Verfahren ergab für meteorisches und Seeeis gleichermaßen sehr geringe Zellkonzentrationen (19-24 Zellen pro ml). Zusätzlich kamen DNA-basierte Verfahren zur Anwendung, wobei zur Validierung eine Kontaminantenbibliothek

hinzugezogen wurde. Die erhaltenen Ergebnisse lieferten nach Meinung der Autoren keinen Hinweis auf das Vorhandensein von Lebewesen in den obersten Wasserschichten des Lake Vostok. Lediglich einige wenige chemolithoautotrophe, thermophile Bakterien *Hydrogenophilus thermoluteolus* wurden sicher als Nicht-Kontaminant klassifiziert (BULAT et al. 2004). Als Lebensraum dieser wärmeliebenden (40-60°C) Bakterien wurden von den Autoren tiefe Bereiche des Grundgesteins unter dem Vostoksee vorgeschlagen, wo sie aufsteigendes hydrothermales Wasser mit Wärme und chemischen Komponenten versorgen und bei sporadischen Injektionen bis an die Eis-Wasser-Grenzschicht emporspülen könnte.

Die internationale Tagespresse zitierte im März 2013 Sergey Bulat, er habe in dem nach der Durchbohrung Anfang 2012 frisch im Bohrloch angefrorenen Seewasser unbekannte DNA entdeckt (RINCON 2013). Die nachgewiesene DNA würde signifikant von allen in weltweiten Datenbanken gelisteten Typen abweichen und somit unklassifizierte, unidentifizierte Lebensformen belegen. Auf diese Meldung hin waren es die US-amerikanischen Fachkollegen, die Zweifel an Bulats Ergebnissen äußerten und auf den Einfluss von Kontaminationen hinwiesen. Im Juli 2013 erschien in einem Open-Access-Journal ein Artikel, in welchem der Fund und die teilweise taxonomische Klassifizierung eines artenreichen (>3500) Spektrums von Bakterien (94 %) und Eukaryoten (4 %) im Seeeis des Vostok-Kerns präsentiert wird (SHTARKMAN et al. 2013). Diese Ergebnisse wurden wiederum sowohl von Sergey Bulat als auch von Brent Christner als unglaublich zurückgewiesen (SCHIERMEIER 2013). Eine fundierte Bewertung der Stichhaltigkeit der kontroversen Veröffentlichungen von Ergebnissen mikrobiologischer Analysen des Seeises soll und kann nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit sein. Auf jeden Fall kann festgehalten werden, dass die Frage nach Leben im Lake Vostok nach wie vor von höchstem wissenschaftlichen Interesse bleibt, dessen Beantwortung keinesfalls trivial und zum gegenwärtigen Zeitpunkt wahrscheinlich noch nicht zweifelsfrei erbracht worden ist.

GEODÄTISCHE BEITRÄGE ZUR ERFORSCHUNG DES LAKE VOSTOK

Seit der Antarktissaison 2001/2002 führt das Institut für Planetare Geodäsie der Technischen Universität Dresden, in enger Zusammenarbeit mit *Aerogeodeziya* (St. Petersburg), dem *Arctic and Antarctic Research Institute* (St. Petersburg) und der *Polar Marine Geosurvey Expedition* (St. Petersburg) geodätische Untersuchungen und Feldarbeiten im Gebiet des Vostoksees durch. Der Beitrag der Geodäsie zur Erforschung des Lake-Vostok-Systems lässt sich drei wesentlichen Linien zuordnen: die Erstellung präziser, regionaler geodätisch-geometrischer Modelle, die Bestimmung des Eisfließgeschwindigkeitsfeldes sowie die Bestimmung und Interpretation von Höhenänderungen über dem Lake Vostok.

Zu den geodätisch-geometrischen Modellen zählt in erster Linie eine Serie von digitalen Höhenmodellen der Eisoberfläche auf der Grundlage von Satellitenaltimeterdaten (EWERT et al. 2012, ROEMER et al. 2007, RICHTER et al. 2014b). Ein weiteres geodätisch-geometrisches Modell ist das von SCHWABE et al. (2014) entwickelte regionale Geoidmodell für das Lake-Vostok-Gebiet. Dieses Modell kombiniert aero-

gravimetrische Beobachtungen (STUDINGER et al. 2003a) und GOCE-Satellitendaten (BRUINSMA et al. 2013). Schließlich führte eine Kreuzungspunktausgleichung von terrestrischen (POPOV et al. 2012) und flugzeuggestützten Eisradarprofilen (STUDINGER et al. 2003a) zu einem verbesserten regionalen Modell der Eismächtigkeit (RICHTER et al. 2014b).

Neben der präzisen Beschreibung statisch-geometrischer Grenz- und Bezugsflächen sind quantitative Messergebnisse von Interesse, welche Aufschluss über dynamische Vorgänge im Lake-Vostok-System geben. Geodätische Messverfahren sind allerdings ausschließlich an der Oberfläche des Eisschildes anwendbar, eine Nutzung ihrer Ergebnisse macht deshalb eine umsichtige, interdisziplinäre Interpretation notwendig. Den Wasserkörper des Subglazialsees betreffende Prozesse, zu deren Studium geodätische Beiträge denkbar sind, schließen Wasservolumenänderungen infolge eines subglazialen Wasseraustauschs sowie die Wasserzirkulation innerhalb des Sees ein. Bezüglich des Eises stellen das Fließgeschwindigkeitsfeld und daran geknüpfte mechanische Eigenschaften (vertikales Dichteprofil, Elastizität, basale Reibung), horizontale und vertikale Oberflächendeformationen und ihre Ursachen, die Massenbilanz sowie Wechselwirkungen an den oberen und unteren Grenzflächen des Eiskörpers und im Bereich der Aufsetzlinie Phänomene dar, zu deren Untersuchung geodätische Beobachtungen wesentlich beitragen können. Schließlich ist die Frage nach der Stabilität all dieser Komponenten des Lake-Vostok-Systems über Zeiträume von Glazial-Interglazial-Zyklen von besonderem Interesse für die Interpretation des Vostok-Eiskerns.

Im Gebiet des Lake Vostok liegen wiederholte GNSS-Beobachtungen für 56 Messpunkte vor (RICHTER et al. 2014a). Die auf den GNSS-Messpunkten bestimmten horizontalen Geschwindigkeitskomponenten gestatten die Ableitung präziser Eisfließgeschwindigkeitsvektoren (RICHTER et al. 2013). Die Reduktion des Einflusses der Rotation der antarktischen Platte im globalen Referenzsystem setzt die Fließgeschwindigkeiten in Bezug zum festen Untergrund. Die aus GNSS-Beobachtungen abgeleiteten Fließgeschwindigkeiten beschreiben die Fließdynamik an der Eisoberfläche; im Bereich des über dem Subglazialsee aufschwimmenden Eises kann diese jedoch als repräsentativ für die gesamte vertikale Eissäule betrachtet werden. Die Fließgeschwindigkeitsvektoren zeigen über dem Lake Vostok ein generell ostwärts gerichtetes, divergentes Muster der Fließrichtungen mit Geschwindigkeitsbeiträgen von maximal 2 m/a. Die über dem gesamten Seegebiet vorliegenden in-situ Beobachtungen zeigen, dass sowohl die theoretische Modellierung der Fließdynamik (PATTYN et al. 2004; THOMA et al. 2012) als auch die Radarfernerkundung (KWOK et al. 2000, RIGNOT et al. 2011) gegenwärtig nicht in der Lage sind, das Fließgeschwindigkeitsfeld über dem Lake Vostok realistisch zu reproduzieren. Die Analyse der geodätischen Messergebnisse entlang Fließlinien über den subglazialen Uferverlauf hinweg deuten darauf hin, dass eine unzulängliche Berücksichtigung der Prozesse im Übergangsbereich zwischen aufliegendem und aufschwimmendem Eis eine Ursache für die mangelnde Genauigkeit veröffentlichter eisdynamischer Modelle darstellt (RICHTER et al. 2012).

Während die horizontalen Geschwindigkeitskomponenten der GNSS-Messpunkte eindeutig von der Fließgeschwindig-

keit des Eises dominiert sind, reflektieren Höhenänderungen der Eisoberfläche über dem Subglazialsee die Summe einer Vielfalt von Prozessen. Zur Identifizierung dieser Prozesse und zur Separierung ihrer individuellen Beiträge zu den beobachteten Höhenänderungen ist die Nutzung von und Kombination mit komplementären Datensätzen vonnöten (RICHTER et al. 2014a). Die auf den GNSS-Messpunkten bestimmten vertikalen Geschwindigkeitskomponenten repräsentieren die Höhenänderung eines Firnpartikels am Fuße der Messpunktvermarkung. Seit 2008 wird in der Station Vostok eine GNSS-Permanenzstation betrieben. Die aus den Beobachtungsdaten dieser Station gewonnene Zeitreihe der Tagespositionslösungen gibt Aufschluss über den zeitlichen Verlauf und die Variabilität der vertikalen Partikelbewegung. Des Weiteren wurden im Gebiet des Lake Vostok zwischen 2001 und 2015 GNSS-Beobachtungen im kinematischen Modus auf bewegten Fahrzeugen (Motorschlitten, Zugmaschinen) durchgeführt. Die kinematische Prozessierung dieser GNSS-Daten liefert eine koordinatenmäßige Beschreibung der Antennentrajektorie und, mithilfe der bekannten Höhe der bewegten Antenne bezüglich der lokalen Schneeoberfläche, präzise Oberflächenhöhenprofile. Die Wiederholung der Aufnahme solcher kinematischen Profile zu einem späteren Zeitpunkt erlaubt die Bestimmung von Oberflächenhöhenänderungen in den zwischen beiden Aufnahmen erzeugten Kreuzungspunkten.

Die Ergebnisse der permanenten GNSS-Beobachtungen in Vostok belegen, dass die vertikalen Partikelbewegungen über mehrere Jahre hinweg weitestgehend linear verlaufen (RICHTER et al. 2014a). Die für die 56 GNSS-Messpunkte ermittelten vertikalen Partikelgeschwindigkeiten betragen zwischen -5 und -12 cm/a mit Genauigkeiten von ± 1 cm/a oder besser (RICHTER et al. 2014a). Sie sind durchweg negativ (Abwärtsbewegung) und ihre Beiträge zeigen einen systematischen Anstieg vom südlichen zum nördlichen Seeteil hin. Die zwischen 2001 und 2013 in der Umgebung der Station Vostok auf Motorschlitten aufgenommenen kinematischen GNSS-Profile ergeben in 308 Kreuzungspunkten eine mittlere Oberflächenhöhenänderungsrate von $+1 \pm 5$ mm/a (RICHTER et al. 2014a). Die auf diese Weise für den Beobachtungszeitraum nachgewiesene Stabilität der Eisoberflächenhöhe findet ihre Bestätigung in der mittleren, auf 10 Messpunkten in der Stationsumgebung beobachteten vertikalen Partikelgeschwindigkeit von $-61,7 \pm 3$ mm/a, welche beinahe vollkommen das dort glaziologisch bestimmte Langzeitmittel der jährlichen Schneezutragrate von $+62,4$ mm/a ausgleicht (RICHTER et al. 2008, 2014a). Die Kombination der mit kinematischem GNSS auf Schlittenzügen bestimmten Oberflächenhöhenprofile mit Laseraltimeterdaten der ICESat-Mission (2003-2009) ergibt eine für das gesamte Seegebiet gültige mittlere Eisoberflächenhöhenänderungsrate von 0 ± 2 mm/a (SCHRÖDER et al. 2017). Die Größenordnung der Ablagen der täglichen Höhenkoordinaten der GNSS-Permanenzstation in Vostok vom linearen Trend (RICHTER et al. 2014a), eine gezielte ICESat-Wiederholspuranalyse hinsichtlich Oberflächendeformationen (RICHTER et al. 2014a), sowie die Analyse von SAR-Interferogrammen (WENDT 2005) grenzen auf unabhängige, konsistente Weise den Betrag raum-zeitlicher vertikaler Deformationen der Eisoberfläche über dem Lake Vostok über mehrere Jahre hinweg auf wenige Zentimeter ein. Schließlich erlaubt die Kombination der regionalen Modelle zur Eisoberflächentopographie (DEM), Geoid und Eismächtigkeit sowohl den Nachweis eines ausgeglichenen hydrostatischen Gleichge-

wichts der Eisoberfläche über dem Subglazialsee (EWERT et al. 2012) als auch die Bestimmung des Austrittsorts, der Schwellenhöhe sowie der Abflusstrajektorie für einen Wasserausfluss aus dem Lake Vostok (RICHTER et al. 2014b).

Die gezielte Verknüpfung der geodätischen Beobachtungsergebnisse mit komplementären Datensätzen und Modellen ermöglicht die Beantwortung konkreter Fragestellungen zur Erforschung des Lake-Vostok-Systems. Bisher hat sie zu folgenden Schlussfolgerungen geführt:

- Das Eis über dem Lake Vostok befindet sich im hydrostatischen Gleichgewicht.
Jegliche auf einen Teil des Subglazialsees begrenzte Höhenänderung ruft infolge des hydrostatischen Ausgleichs eine Reaktion über dem gesamten Seegebiet hervor.
- Die Höhe der Eisoberfläche über dem Lake Vostok ist seit über einem Jahrzehnt konstant.
- Lake Vostok gibt kein Wasser durch einen subglazialen Ausfluss ab.
- Eine Zunahme des Wasservolumens durch subglaziale Zuflüsse ist mit gegenwärtig vorliegenden Daten nicht nachweisbar.
Eine aktive Rolle des Lake Vostok innerhalb eines ausgedehnten subglazialen hydrologischen Netzes ist auf dieser Grundlage nicht wahrscheinlich.
- Raum-zeitliche vertikale Oberflächendeformationen infolge von Wasserbewegungen im Lake Vostok erreichen maximale Beträge von nicht mehr als 1-2 cm.
Seezeiten und raum-zeitlich variierende Auflasten wurden als Antrieb für Wasserbewegungen identifiziert.
- Im Gebiet des Lake Vostok ist die Eismassenbilanz innerhalb der Messgenauigkeit ausgeglichen.
- Vertikale Firmpartikelbewegungen in Oberflächennähe sind von der Firnverdichtung dominiert und erfolgen über einen Zeitraum mehrerer (5-10) Jahre weitestgehend linear.
Wegen der nahezu horizontalen Oberflächentopographie und der relativ geringen Fließgeschwindigkeit ist der Einfluss der eisflussbedingten Hangabbewegung hier unbedeutend.
- Über einen Zeitraum von mehreren Jahren kompensiert der Schneezutrag die Firnverdichtung.
- Die Raten der vertikalen Partikelgeschwindigkeit, der Firnverdichtung, des Schneezutrags und der Oberflächenakkumulation sind über dem Lake Vostok von einer betragsmäßigen Zunahme von Süd nach Nord sowie von einer positiven Anomalie entlang des westlichen Ufers gekennzeichnet.
Dieses räumliche Muster wird von punktwise vorliegenden glaziologischen Ergebnissen bestätigt.
- Die basale Eismassenbilanz ist im südlichen Teil des Sees durch Anfrieren und im nördlichen Teil durch Abschmelzen dominiert.
Eine erhebliche Variation über kurze Entfernungen deutet auf eine starke Abhängigkeit der basalen Abschmelzraten im Nordteil vom Abstand zur Aufsetzlinie hin.
- Die Fließgeschwindigkeit des Eises über dem Lake Vostok überschreitet 2 m/a nicht.
Oberflächenfließgeschwindigkeiten weisen über dem Subglazialsee ein regionales Minimum auf.
- Die horizontale Deformation der Eisoberfläche ist in der Umgebung der Station Vostok durch Dehnung sowohl längs als auch quer zur Fließrichtung gekennzeichnet.
- Geodätische Ergebnisse liefern Indizien für die Stabilität der

Eisfließdynamik im Gebiet des Lake Vostok über den letzten Glazial-Interglazial-Zyklus hinweg.

Eine praktische Anwendung der geodätischen Ergebnisse von weit über den Lake Vostok hinausreichender Relevanz besteht in der Nutzung der Eisoberfläche über dem Subglazialsee zur Kalibrierung und Validierung von Satellitenaltimeterdaten. Zahlreichen Autoren dienten die Laseraltimeterdaten der ICESat-Mission zur Ableitung von Oberflächenhöhenänderungen und Eismassenbilanzschätzungen für den antarktischen Eisschild. Diese Studien divergieren hinsichtlich ihrer Ergebnisse beträchtlich (SHEPHERD et al. 2012), wofür Unterschiede in den angebrachten Korrekturen von systematischen, Laserkampagnen-abhängigen Effekten (sog. *laser operation period bias*, LOP-Bias) eine hauptsächliche Ursache darstellen (RICHTER et al. 2016; SCAMBOS & SHUMAN 2016). Die ausgedehnte, ebene, hydrostatisch ausgeglichene und über den ICESat-Missionszeitraum hinweg nachgewiesenermaßen in ihrer Höhe stabile Eisoberfläche, in Verbindung mit der außergewöhnlich geringen atmosphärischen Beeinträchtigung der Laseraltimeterdaten infolge der hohen Lage, geringen Luftfeuchte und spärlichen Bewölkung machen das Gebiet des Lake Vostok zu einem idealen Testgebiet für die Bestimmung von LOP-Biases zur Korrektur von ICESat-Oberflächenhöhen polarer Eisschilde. Auf der Grundlage einer Kreuzungspunktausgleichung der ICESat-Höhenprofile innerhalb der hydrostatisch ausgeglichenen Eisoberfläche über dem Lake Vostok wurden relative LOP-Biases für verschiedene Datenprodukt-Releases ermittelt (EWERT et al. 2012, RICHTER et al. 2014a). Eine gemeinsame Kreuzungspunktausgleichung dieses ICESat-Datensatzes mit Eisoberflächenhöhenprofilen aus kinematischen GNSS-Beobachtungen erlaubte schließlich die Bestimmung absoluter LOP-Biases (SCHRÖDER et al. 2017). Gegenwärtig bietet sich der Lake Vostok vor allem aber zur Kalibrierung und Validierung von Laseraltimeterdaten der 2018 erfolgreich gestarteten ICESat-2 Mission an.

SCHLUSSFOLGERUNGEN UND AUSBLICK

Die Entdeckung und Erforschung des Lake Vostok ist ein noch junges und spannendes Kapitel in der Geschichte der Erdsystemforschung. Der Nachweis der Existenz des Subglazialsees erforderte nicht nur die Kombination komplementärer Messverfahren (Seismik, Eisradar, Satellitenaltimetrie), sondern auch die Zusammenführung von über Jahrzehnte hinweg isolierten Datenarchiven. In dieser Hinsicht scheint es kein Zufall, dass „eine der wichtigsten geographischen Entdeckungen der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts“ (ЗОТІКОВ 2006) bis zur Überwindung des Kalten Krieges warten musste. Über mehr als sechs Jahrzehnte haben Teilnehmer der Sowjetischen und Russischen Antarktisexpeditionen auf monatelangen Schlittenzügen nach, oder während der Überwinterung auf, Vostok die nahezu ununterbrochene Operation dieses Vorpostens möglich gemacht. Die Offenbarung der unerwarteten räumlichen Koinzidenz der Station Vostok mit der Südspitze des größten antarktischen Subglazialsees verleiht ihren unwahrscheinlichen Entbehrungen eine zusätzliche Rechtfertigung. Andererseits stehen sich weiterhin – ungeachtet des enormen Wissenszuwachses in den letzten 20 Jahren – hinsichtlich grundlegender Fragen zum Lake Vostok gegensätzliche wissenschaftliche Ansichten und Modelle gegenüber. Alter

und Entstehung des Subglazialsees, das tektonische Wesen seines Beckens, die Intensität und das Muster seiner Wasserzirkulation sind nur einige Beispiele hierfür. Die kontroversen Veröffentlichungen mikrobiologischer Analysen des Seeises legen neben wissenschaftlichen Erfolgen und Herausforderungen bei der Suche nach Leben im Lake Vostok auch wissenschaftspolitische Ambitionen offen.

Mit der wiederholten Durchbohrung zur Wasseroberfläche 2012 und 2015 ist eine neue Ära der Erforschung des Vostoksees eingeläutet. Russische Wissenschaftler arbeiten an Plänen, durch das Bohrloch Sonden im Wasserkörper des Lake Vostok auszusetzen, um mit deren Hilfe in-situ Proben zu entnehmen, zahlreiche Parameter zu messen und somit Licht in dieses noch immer sehr dunkle subglaziale Ökosystem zu bringen (LUKIN & BULAT 2011). Auch in Zukunft ist mit so mancher Überraschung aus den Tiefen des Vostoksees zu rechnen.

Neue Einblicke in das Lake-Vostok-System würden auch auf kontinentalem Maßstab zum Verständnis des Eisschildes und der subglazialen Hydrologie beitragen. Eine Vielzahl weiterer antarktischer Subglazialseen harrt noch ihrer Erforschung oder gar Entdeckung. Und schließlich dienen die subglazialen Seen der Antarktis als irdisches Analogon für ausgedehnte, unter den mächtigen Eisschilden des Jupitermondes Europa und des Saturnmondes Enceladus vermutete Körper flüssigen Wassers (COCKELL et al. 2011). Die technologische und methodische Entwicklung von Verfahren zur Untersuchung und kontaminationsfreien Beprobung der antarktischen Subglazialseen und die dabei gesammelten Erfahrungen tragen daher auch zur Suche nach extraterrestrischem Leben bei.

Literatur

Abyzov, S. S., Mitskevich, I. N., Poglazova, M. N., I. B. N., Lipenkov, V. Y., Bobin, N. E., Koudryashov, B. B., Pashkevich, V. M. & Ivanov, M. V. (2001): Microflora in the basal strata at Antarctic ice core above the Vostok Lake. *Adv. Space Res.*, 28(4):701–706.

AARI (2015): Arctic and Antarctic Research Institute: Antarctic Climate Data. - <http://www.aari.aq/data/data.php?lang=1&station=6#temp>. Letzter Zugriff 18.05.2019.

AARI (2017): Arctic and Antarctic Research Institute: Geographical Review – Vostok station. - http://www.aari.aq/stations/vostok/vostok_en.html. Letzter Zugriff 28.11.2017.

Arthern, R. J., Winebrenner, D. P. & Vaughan, D. G. (2006): Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3 cm wavelength microwave emission. *Journal of Geophysical Research* 111(D6), doi:10.1029/2004JD005667.

Barkov, N. I. (2012): Geologischer Aufbau und die Tiefbohrung. - *Ice & Snow* 4(120): 9–11, auf russisch.

Bell, R. E., Studinger, M., Shuman, C. A., Fahnestock, M. A. & Joughin, I. (2007): Large subglacial lakes in East Antarctica at the onset of fast-flowing ice streams. - *Nature* 445: 904–907.

Bell, R. E., Studinger, M., Tikku, A. A., Clarke, G. K. C., Gutner, M. M. & Meertens, C. (2002): Origin and fate of Lake Vostok water frozen to the base of the East Antarctic ice sheet. - *Nature* 416: 307–310.

BAS (2015): British Antarctic Survey: <https://legacy.bas.ac.uk/met/READER/surface/stationopt.html>. Letzter Zugriff 18.05.2019.

Berthier, E., Björnsson, H., Pálsson, F., Feigl, K.L., Llubes, M., Rémy, F. (2006): The level of the Grímsvötn subglacial lake, Vatnajökull, Iceland, monitored with SPOT5 images. - *Earth and Planetary Science Letters* 243(1-2): 293–302, doi:10.1016/j.epsl.2005.12.027.

Bruinsma, S. L., Foerste, C., Abrikosov, O., Marty, J. C., Rio, M.-H., Mulet, S. & Bonvalot, S. (2013): The new ESA satellite-only gravity field model via the direct approach. - *Geophysical Research Letters* 40: 3607–3612, doi:10.1002/grl.50716.

Budretsky, A. B. (1984): The new air temperature absolute minimum. - *Information Bulletin of Soviet Antarctic Expedition*, 105.

Bulat, S. A., Alekhina, I. A., Blot, M., Petit, J.-R., de Angelis, M., Wagenbach, D., Lipenkov, V. Y., Vasilyeva, L. P., Wloch, D. M., Raynaud, D. & Lukin,

V. V. (2004): DNA signature of thermophilic bacteria from the aged accretion ice of Lake Vostok, Antarctica: implications for searching for life in extreme icy environments. - *International Journal of Astrobiology* 3(1): 1–12, doi:10.1017/S1473550404001879.

Bulat, S. A., Alekhina, I. A., Lipenkov, V. Ya., Lukin, V. V., Marie, D., Petit, J. R. (2009): Cell Concentrations of Microorganisms in Glacial and Lake Ice of the Vostok Ice Core, East Antarctica. *Microbiology* 78(6): 808–810, doi:10.1134/S0026261709060216.

Bulat, S. A., Marie, D. & Petit, J.-R. (2012). Prospects for life in the subglacial Lake Vostok. - *Ice & Snow* 4(120): 92–96.

Christner, B. C., Royston-Bishop, G., Foreman, C. M., Arnold, B. R., Tranter, M., Welch, K. A., Berry Lyons, W., Tsapin, A. I., Studinger, M. & Priscu, J. C. (2006): Limnological conditions in Subglacial Lake Vostok, Antarctica. - *Limnology & Oceanography* 51(6): 2485–2501.

Clarke, G. K. C. (2006). Ice-sheet plumbing in Antarctica. - *Nature* 440: 1000–1001.

Cockell, C. S., Bagshaw, E., Balme, M., Doran, P., McKay, C. P., Miljkovic, K., Pearce, D., Siegert, M.J., Tranter, M., Voytek, M. & Wadhwa, J. (2011). Subglacial Environments and the Search for Life Beyond the Earth. - In: *Antarctic Subglacial Aquatic Environments*, volume 192 of *Geophysical Monograph Series*, pages 129–147, doi:10.1029/2010GM000939, American Geophysical Union.

Cuffey, K. M. & Paterson, W. S. B. (2010): *The physics of glaciers*. Butterworth-Heinemann, Oxford, 4. edition.

De Angelis, M., Morel-Fourcade, M.-C., Barnola, J.-M. & Susini, J. (2005). Brine micro-droplets and solid inclusions in accreted ice from Lake Vostok (East Antarctica). - *Geophysical Research Letters* 32: L12501, doi:10.1029/2005GL022460.

De Angelis, M., Petit, J.-R., Savarino, J., Souchez, R. & Thiemens, M. H. (2004): Contributions of an ancient evaporitic-type reservoir to subglacial Lake Vostok chemistry. - *Earth and Planetary Science Letters* 222: 751–765, doi:10.1016/j.epsl.2004.03.023.

Duxbury, N. S., Zotikov, I. A., Nealsen, K. H., Romanovsky, V. E. & Carsey, F. D. (2001): A numerical model for an alternative origin of Lake Vostok and its exobiological implications for Mars. - *Journal of Geophysical Research* 106(E1): 1453–1462.

Ekaykin, A. A., Lipenkov, V. Y. & Kozachek, A. V. (2012a): Isotopenregime des subglazialen Sees Vostok auf der Grundlage von Daten der Untersuchung des tiefen Eiskerns. - *Ice & Snow* 4(120): 78–85, auf russisch mit einer Zusammenfassung auf englisch.

Ekaykin, A. A., Lipenkov, V. Y., Kuzmina, I. N., Petit, J. R., Masson-Delmotte, V. & Johnsen, S. J. (2004): The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, East Antarctica, over the past 200 years. - *Annals of Glaciology* 39: 569–575.

Ekaykin, A. A., Lipenkov, V. Y., Petit, J. R., Johnsen, S., Jouzel, J. & Masson-Delmotte, V. (2010): Insights into hydrological regime of Lake Vostok from differential behavior of deuterium and oxygen-18 in accreted ice. - *Journal of Geophysical Research* 115: C05003, doi:10.1029/2009JC005329.

Ekaykin, A. A., Lipenkov, V. Y. & Shibaev, Y. A. (2012b): Spatial distribution of the snow accumulation rate along the ice flow lines between Ridge B and Lake Vostok. - *Ice & Snow* 4(120): 122–128.

Ekaykin, A. A., Shibaev, Y. A., Lipenkov, V. Y., Salamatin, A. N. & Popov, S. V. (2011): Glaciological and geophysical investigations along the ice flow-lines passing through the subglacial lake Vostok. In *Polar Cryosphere and Continental Waters, Contribution of Russia to International Polar Year 2007/08*, pages 48–69. Paulsen Editions, Moscow – Saint-Petersburg, auf russisch mit einer Zusammenfassung auf englisch.

Ewert, H., Popov, S. V., Richter, A., Schwabe, J., Scheinert, M. & Dietrich, R. (2012): Precise analysis of ICESat altimetry data and assessment of the hydrostatic equilibrium for subglacial Lake Vostok, East Antarctica. - *Geophysical Journal International*, 191(2): 557–568, doi:10.1111/j.1365–246X.2012.05649.x.

Filina, I. (2007): Geophysical investigations of subglacial lakes Vostok and Concordia, East Antarctica. PhD thesis, The University of Texas at Austin.

Filina, I. Y., Blankenship, D. D., Thoma, M., Lukin, V. V., Masolov, V. N. & Sen, M. K. (2008): New 3D bathymetry and sediment distribution in Lake Vostok: Implication for pre-glacial origin and numerical modeling of the internal processes within the lake. - *Earth and Planetary Science Letters* 276: 106–114, doi:10.1016/j.epsl.2008.09.012.

Fricker, H. A., Powell, R., Priscu, J., Tulacz, S., Anandkrishnan, S., Christner, B., Fisher, A. T., Holland, D., Horgan, H., Jacobel, R., Mikucki, J., Mitchell, A., Scherer, R. & Severinghaus, J. (2011): Siple Coast Subglacial Aquatic Environments: The Whillans Ice Stream Subglacial Access Research Drilling Project. - In: *Antarctic Subglacial Aquatic Environments*, volume 192 of *Geophysical Monograph Series*, pages 199–219, doi:10.1029/2010GM000932, American Geophysical Union.

Fricker, H. A. & Scambos, T. (2009): Connected subglacial lake activity on lower Mercer and Whillans ice streams, West Antarctica, 2003–2008. - *Journal of Glaciology* 55(190): 303–315.

- Fricker, H. A., Scambos, T., Bindshadler, R. & Padman, L. (2007): An active subglacial water system in West Antarctica mapped from space.- *Science* 315: 1544–1548, doi:10.1126/science.1136897.
- Gabrielli, P., Planchon, F., Barbante, C., Boutron, C. F., Petit, J. R., Bulat, S., Hong, S., Cozzi, G. & Cescon, P. (2009): Ultra-low rare earth element content in accreted ice from sub-glacial Lake Vostok, Antarctica.- *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73: 5959–5974, doi:10.1016/j.gca.2009.05.050.
- Gray, L., Joughin, I., Tulaczyk, S., Spikes, V. B., Bindshadler, R. & Jezek, K. (2005): Evidence for subglacial water transport in the West Antarctic ice sheet through three-dimensional satellite radar interferometry.- *Geophysical Research Letters* 32: L03501, doi:10.1029/2004GL021387.
- Groh, A., Ewert, H., Rosenau, R., Fagiolini, E., Gruber, C., Floricioiu, D., Abdel Jaber, W., Linow, S., Flechner, F., Eineder, M., W. D. & Dietrich, R. (2014): Mass, volume and velocity of the Antarctic Ice Sheet: Present-day changes and error effects. *Surveys in Geophysics* 35(6): 1481–1505, doi:10.1007/s10712-014-9286-y.
- Gudlaugsson, E., Humbert, A., Kleiner, T., Kohler, J. & Andreassen, K. (2016): The influence of a model subglacial lake on ice dynamics and internal layering.- *The Cryosphere* 10: 751–760, doi:10.5194/tc-10-751-2016.
- Håkanson, L. (1981): *A manual of lake morphometry*.- Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Holt, J. W., Richter, T. G., Kempf, S. D., Morse, D. L. & Blankenship, D. D. (2006): Airborne gravity over Lake Vostok and adjacent highlands of East Antarctica.- *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7(11): Q11012, doi:10.1029/2005GC001177.
- Jean-Baptiste, P., Petit, J.-R., Lipenkov, V. Y., Raynaud, D. & Barkov, N. I. (2001): Constraints on hydrothermal processes and water exchange in Lake Vostok from helium isotopes.- *Nature* 411: 460–462.
- Jouzel, J., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Bender, M., Chappellaz, J., Genthon, C., Kotlyakov, V. M., Lipenkov, V., Lorius, C., Petit, J. R., Raynaud, D., Raisbeck, G., Ritz, C., Sowers, T., Stievenard, M., Yiou, F. & Yiou, P. (1993): Extending the Vostok ice-core record of paleoclimate to the penultimate glacial period.- *Nature* 364: 407–412, doi:10.1038/364407a0.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T. F., Tison, J. L., Werner, M. & Wolff, E. W. (2007): Orbital and millennial antarctic climate variability over the past 800,000 years.- *Science* 317(5839): 793–796, doi:10.1126/science.1141038.
- Jouzel, J., Petit, J. R., Souchez, R., Barkov, N. I., Lipenkov, V. Y., Raynaud, D., Stievenard, M., Vassiliev, N. I., Verbeke, V. & Vimeux, F. (1999): More than 200 meters of lake ice above subglacial Lake Vostok, Antarctica.- *Science* 286(5447): 2138–2141.
- Kapitsa, A., Ridley, J., Robin, G. d. Q., Siegert, M. & Zotikov, I. (1996): A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica.- *Nature* 381:684–686.
- Karl, D. M., Bird, D. F., Björkman, K., Houlihan, T., Shackelford, R. & Tupas, L. (1999): Microorganisms in the accreted ice of Lake Vostok, Antarctica.- *Science* 286(5447): 2144–2147.
- Kazko, G. V., Savatyugin, L. M. & Sokratova, I. N. (2012): Modellierung der Wasserzirkulation im antarktischen subglazialen See Vostok.- *Ice & Snow* 4(120): 86–91, auf russisch.
- Kotlyakov, V. M. (2012): Zur Geschichte des internationalen Projektes der tiefen Eisbohrung auf der Station Vostok.- *Ice & Snow* 4(120): 5–8, auf russisch.
- Kwok, R., Siegert, M. J. & Carsey, F. D. (2000): Ice motion over Lake Vostok, Antarctica: constraints on inferences regarding the accreted ice.- *Journal of Glaciology* 46(155): 689–694.
- Leichenkov, G. L., Belyazkiy, B. V., Antonov, A. V. & Rodionov, N. V. (2011): Erste Belege über den geologischen Aufbau der Zentralantarktis auf der Grundlage der Ergebnisse der Untersuchung der mineralischen Einschlüsse in den Eiskernen der Bohrung auf der Station Vostok.- *Doklady Akademii Nauk*, 440(1): 77–81, auf russisch.
- Leichenkov, G. L., Belyazkiy, B. V., Popkov, A. M. & Popov, S. V. (2005): Die geologische Natur des subglazialen Sees Vostok in der Ostantarktis.- *Materials of Glaciological Research* 98: 81–91, auf russisch.
- Leichenkov, G. L., Masolov, V. N., Lukin, V. V., Bulat, S. A., Kurinin, R. G. & Lipenkov, V. Y. (2003): Geological nature of Subglacial Lake Vostok and possible information contained in its bottom sediments.- In: *Geophysical Research Abstracts*, volume 5, page 03433. European Geophysical Society.
- Leichenkov, G. L. & Popkov, A. M. (2012): Prognostizierter Sedimentschnitt des subglazialen Sees Vostok.- *Ice & Snow* 4(120): 21–30, auf russisch.
- Leichenkov, G. L., Verkulich, S. R. & Masolov, V. N. (1998): Tectonic setting of Lake Vostok and possible information contained in its bottom sediments.- In *Lake Vostok Study: Scientific Objectives and Technological Requirements*, pages 62–64. Arctic and Antarctic Research Institute St. Petersburg. Workshop Abstracts March 24–26, 1998.
- Leonard, K., Bell, R. E., Studinger, M. & Tremblay, B. (2004): Anomalous accumulation rates in the Vostok ice-core resulting from ice flow over Lake Vostok.- *Geophysical Research Letters* 31: L24401, doi:10.1029/2004GL021102.
- Linow, S. (2011): *Deriving accumulation rates of Greenland and the Antarctic ice sheet from microwave remote sensing data*.- PhD thesis, University of Bremen.
- Lipenkov, V. Y. & Barkov, N. I. (1998): Internal structure of the Antarctic ice sheet as revealed by deep core drilling at Vostok station. In *Lake Vostok Study: Scientific Objectives and Technological Requirements*, pages 31–35. Arctic and Antarctic Research Institute St. Petersburg. Workshop Abstracts March 24–26, 1998.
- Lipenkov, V. Y., Barkov, N. I. & Salamatin, A. N. (2011): Geschichte des Klimas und der Vereisung der Antarktis gemäß Ergebnissen der Untersuchung des Eiskerns von der Station Vostok.- *Problemy Arktiki i Antarktiki* 72: 197–236, auf russisch.
- Lipenkov, V. Y., Polyakova, E. V. & Ekaykin, A. A. (2012): Gesetzmäßigkeiten der Bildung des Seeees über dem subglazialen See Vostok.- *Ice & Snow* 4(120): 65–77, auf russisch.
- Lipenkov, V. Y., Salamatin, A. N. & Duval, P. (1997): Bubbly-ice densification in ice sheets: II. Applications.- *Journal of Glaciology* 43(145): 397–407.
- Lukin, V. & Bulat, S. (2011): Vostok Subglacial Lake: Details of Russian Plans/Activities for Drilling and Sampling. In *Antarctic Subglacial Aquatic Environments*, volume 192 of *Geophysical Monograph Series*, pages 187–197, doi:10.1029/2010GM000951, American Geophysical Union.
- Lukin, V. V. (2012): A way to Lake Vostok studies is now open.- *Problemy Arktiki i Antarktiki* 91(1): 5–19, auf russisch.
- Lukin, V. V. (2014): *Study of the water column of the subglacial Lake Vostok: Initial Environmental Evaluation*. Technical report, Arctic and Antarctic Research Institute - Russian Antarctic Expedition.
- Masolov, V. N., Popov, S. V., Lukin, V. V. & Popkov, A. M. (2010): The Bottom Topography and Subglacial Lake Vostok Water Body, East Antarctica.- *Doklady Earth Sciences* 433(2): 1092–1097, doi:10.1134/S1028334X10080222.
- Masolov, V. N., Popov, S. V., Lukin, V. V., Sheremetyev, A. N. & Popkov, A. M. (2006): Russian Geophysical Studies of Lake Vostok, Central East Antarctica.- In Fütterer, D. K., Damaske, D., Kleinschmidt, G., Miller, H., and Tessensohn, F., editors, *Antarctic: Contributions to global earth sciences*, pages 135–140. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- Mayer, C., Grosfeld, K. & Siegert, M. J. (2003): Salinity impact on water flow and lake ice in Lake Vostok, Antarctica.- *Geophysical Research Letters*,30(14): 1767, doi:10.1029/2003GL017380.
- Montagnat, M., Duval, P., Bastie, P., Hamelin, B. & Lipenkov, V. Y. (2003): Lattice distortion in ice crystals from the Vostok core (Antarctica) revealed by hard X-ray diffraction; implication in the deformation of ice at low stresses.- *Earth and Planetary Science Letters* 214: 369–378, doi:10.1016/S0012-821X(03)00364-9.
- Mortimer, C. H. (1974): *Lake hydrodynamics*.- Mitt. Internat. Verein. Limnol. 20: 124–197.
- Oswald, G. K. A. & Robin, G. d. Q. (1973): Lakes Beneath the Antarctic Ice Sheet.- *Nature* 245: 251–254, doi:10.1038/245251a0.
- Pattyn, F. (2011). *Antarctic Subglacial Lake Discharges*.- In: *Antarctic Subglacial Aquatic Environments*, volume 192 of *Geophysical Monograph Series*, pages 27–43, doi:10.1029/2010GM000935, American Geophysical Union.
- Pattyn, F., De Smedt, B. & Souchez, R. (2004): Influence of subglacial Vostok lake on the regional ice dynamics of the Antarctic ice sheet: a model study.- *Journal of Glaciology* 50(171): 583–589.
- Petit, J. R. (2004): Geophysical, geochemical, glaciological and energy balance model constraints to the Lake Vostok.- *Materials of Glaciological Research*, 97: 91–100.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica.- *Nature* 399: 429–436, doi:10.1038/20859.
- Popkov, A. M., Kudryavtsev, G. A., Verkulich, S. R., Masolov, V. N. & Lukin, V. V. (1998): Seismic studies in the vicinity of Vostok station (Antarctica). In *Lake Vostok Study: Scientific Objectives and Technological Requirements*, pages 26–27. Arctic and Antarctic Research Institute St. Petersburg. Workshop Abstracts March 24–26, 1998.
- Popov, S. V. & Chernoglazov, Y. B. (2011): Vostok Subglacial Lake, East Antarctica: Lake shoreline and subglacial water caves.- *Ice & Snow*,1(113): 12–24, auf russisch.
- Popov, S. V., Kharitonov, V. V. & Chernoglazov, Y. B. (2004): Dichte und mittlere Akkumulation der Schneedecke im südlichen Teil des subglazialen Sees Vostok (Ostantarktis).- *Materials of Glaciological Research* 96: 201–206, auf russisch.

- Popov, S. V. & Masolov, V. N. (2007): Forty-seven new subglacial lakes in the 0–110° E sector of East Antarctica.- *Journal of Glaciology* 53(181): 289–297.
- Popov, S. V., Masolov, V. N., Lukin, V. V. & Popkov, A. M. (2011): Lake Vostok, East Antarctica: Ice thickness, lake depth, ice base and bedrock topography.- *Ice & Snow* 1(113): 35–39, auf russisch.
- Popov, S. V., Masolov, V. N., Lukin, V. V. & Popkov, A. M. (2012): Russische seismische, radargestützte und seismologische Erforschungen des subglazialen Sees Vostok.- *Ice & Snow* 4(120): 31–38, auf russisch.
- Priscu, J. C., Adams, E. E., Berry Lyons, W., Voytek, M. A., Mogk, D. W., Brown, R. L., McKay, C. P., Takacs, C. D., Welch, K. A., Wolf, C. F., Kirshtein, J. D. & Avci, R. (1999): Geomicrobiology of Subglacial Ice Above Lake Vostok, Antarctica.- *Science* 286: 2141–2144, doi:10.1126/science.286.5447.2141.
- Radionov, V. F. (2015): Luftdruckaufzeichnungen der meteorologischen Station Vostok 2001–2012. Mündliche Mitteilung.
- Rau, F. (2004): Schneeeigenschaften und Gletscherzonen der Antarktischen Halbinsel im Radarbild.- PhD thesis, Fakultät für Forst- und Umweltwissenschaften der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Brsg.
- Rémy, F. & Legrésy, B. (2004). Subglacial hydrological networks in Antarctica and their impact on ice flow.- *Annals of Glaciology* 39:67–72.
- Rémy, F., Shaeffer, P. & Legrésy, B. (1999): Ice flow physical processes derived from ERS-1 high resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets.- *Geophysical Journal International* 139: 645–656.
- Richter, A., Fedorov, D. V., Fritsche, M., Popov, S. V., Lipenkov, V. Y., Ekaykin, A. A., Lukin, V. V., Matveev, A. Y., Grebnev, V. P., Rosenau, R. & Dietrich, R. (2013): Ice flow velocities over subglacial Lake Vostok, East Antarctica, determined by 10 years of GNSS observations.- *Journal of Glaciology* 59(214): 315–326, doi:10.3189/2013JG12J056.
- Richter, A., Fedorov, D. V., Popov, S. V., Fritsche, M., Lipenkov, V. Y., Ekaykin, A. A., Lukin, V. V., Matveev, A. Y. & Dietrich, R. (2012). Geodetic observation and interpretation of ice flow velocities in the southern part of subglacial Lake Vostok.- *Ice & Snow* 4(120): 39–48.
- Richter, A., Horwath, M. & Dietrich, R. (2016): Comment on Zwally and others (2015) – Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses.- *Journal of Glaciology* 62(233): 604–606, doi:10.1017/jog.2016.60.
- Richter, A., Popov, S. V., Dietrich, R., Lukin, V. V., Fritsche, M., Lipenkov, V. Y., Matveev, A. Y., Wendt, J., Yuskevich, A. V. & Masolov, V. N. (2008): Observational evidence on the stability of the hydroglaciological regime of subglacial Lake Vostok.- *Geophysical Research Letters* 35: L11502, doi:10.1029/2008GL033397.
- Richter, A., Popov, S. V., Fritsche, M., Lukin, V. V., Matveev, A. Y., Ekaykin, A. A., Lipenkov, V. Y., Fedorov, D. V., Eberlein, L., Schröder, L., Ewert, H., Horwath, M. & Dietrich, R. (2014a): Height changes over subglacial Lake Vostok, East Antarctica: Insights from GNSS observations.- *Journal of Geophysical Research* 119 (Earth Surface): 2460–2480, doi:10.1002/2014JF003228.
- Richter, A., Popov, S. V., Schröder, L., Schwabe, J., Ewert, H., Scheinert, M., Horwath, H. & Dietrich, R. (2014b): Subglacial Lake Vostok not expected to discharge water.- *Geophysical Research Letters* 41: 6772–6778, doi:10.1002/2014GL061433.
- Ridley, J. K., Cudlip, W. & Laxon, S. W. (1993): Identification of subglacial lakes using ERS-1 radar altimeter. *Journal of Glaciology*, 39(133):625–634.
- Rignot, E., Mouginot, J. & Scheuchl, B. (2011): Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet.- *Science* 333(6048): 1427–1430, doi:10.1126/science.1208336.
- Rincon, P. (2013): Antarctic Lake Vostok yields 'new bacterial life'. <http://www.bbc.com/news/science-environment-21709225>.
- Robin, G. d. Q., Drewry, D. J. & Meldrum, D. T. (1977). International studies of ice sheet and bedrock.- *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 279: 185–196.
- Robin, G. d. Q., Swithinbank, C. W. M. & Smith, B. M. E. (1970): Radio echo exploration of the Antarctic ice sheet.- *International Association of Scientific Hydrology Publication* 86: 97–115.
- Roemer, S., Legrésy, B., Horwath, M. & Dietrich, R. (2007): Refined analysis of radar altimetry data applied to the region of the subglacial Lake Vostok/Antarctica.- *Remote Sensing of Environment* 106(3): 269–284, doi:10.1016/j.rse.2006.02.026.
- Ross, N., Siegert, M. J., Rivera, A., Bentley, M. J., Blake, D., Capper, L., Clarke, R., Cockell, C. S., Corr, H. F. J., Harris, W., Hill, C., Hindmarsh, R. C. A., Hodgson, D. A., King, E. C., Lamb, H., Maher, B., Makinson, K., Mowlem, M., Parnell, J., Pearce, D. A., Priscu, J., Smith, A. M., Tait, A., Tranter, M., Wadham, J. L., Whalley, W. B. & Woodward, J. (2011): Ellsworth Subglacial Lake, West Antarctica: A Review of Its History and Recent Field Campaigns.- In: *Antarctic Subglacial Aquatic Environments*, volume 192 of *Geophysical Monograph Series*, pages 221–233, doi:10.1029/2010GM000936, American Geophysical Union.
- Salamatin, A. N., Tsyganova, E. A., Popov, S. V. & Lipenkov, V. Y. (2009): Ice flow line modeling and ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica).- In: *Hondoh, T., editor, Physics of Ice Core Records II*, volume 68 *Supplement Issue of Low Temperature Science*, pages 167–194. Hokkaido University Press, Sapporo, Japan.
- Scambos, T. & Shuman, C. (2016): Comment on Zwally and others (2015) – Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses.- *Journal of Glaciology* 62(233): 599–603, doi:10.1017/jog.2016.59.
- Schiermeier, Q. (2013): Claims of Lake Vostok fish get frosty response.- <http://www.nature.com/news/claims-of-lake-vostok-fish-get-frosty-response-1.13364>.
- Schröder, L., Richter, A., Fedorov, D. V., Eberlein, L., Brovko, E. V., Popov, S. P., Knöfel, C., Horwath, M., Dietrich, R., Matveev, A. Y., Scheinert, M. & Lukin, V. V. (2017): Validation of satellite altimetry by kinematic GNSS in central East Antarctica.- *The Cryosphere* 11: 1111–1130, doi:10.5194/tc-11-1111-2017.
- Schwabe, J., Ewert, H., Scheinert, M. & Dietrich, R. (2014): Regional geoid modeling in the area of subglacial Lake Vostok, Antarctica.- *Journal of Geodynamics* 75: 9–21, doi:10.1016/j.jog.2013.12.002.
- SCAR (2017): Scientific Committee on Antarctic Research: Antarctic Climate Data – READER Project. https://legacy.bas.ac.uk/met/READER/surface/Vostok.All.station_level_pressure.html. Letzter Zugriff 29.11.2017.
- ADD (2017). Scientific Committee on Antarctic Research: Antarctic Digital Database. <http://add.antarctica.ac.uk/repository/entry/show?entryid=f477219b-9121-44d6-afa6-d8552762dc45>. Letzter Zugriff 02.04.2017.
- Shepherd, A., Ivins, E. R., A. G., Barletta, V. R., Bentley, M. J., Bettadpur, S., Briggs, K. H., Bromwich, D. H., Forsberg, R., Galin, N., Horwath, M., Jacobs, S., Joughin, I., King, M. A., M. J. T., Li, J., Ligtenberg, S. R. M., Luckman, A., Luthcke, S. B., McMillan, M., Meister, R., Milne, G., Mouginot, J., Muir, A., Nicolas, J. P., Paden, J., Payne, A. J., Pritchard, H., Rignot, E., Rott, H., Sandberg Sørensen, L., Scambos, T. A., Scheuchl, B., Schrama, E. J. O., Smith, B., Sundal, A. V., van Angelen, J. H., van de Berg, W. J., van den Broeke, M. R., Vaughan, D. G., Velicogna, I., Wahr, J., Whitehouse, P. L., Wingham, D. J., Yi, D., Young, D. & Zwally, H. J. (2012): A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance.- *Science* 338(6111): 1183–1189, doi:10.1126/science.1228102.
- Shartkman, Y. M., Kocer, Z. A., Edgar, R., Veerapaneni, R. S., D'Elia, T., Morris, P. F. & Rogers, S. O. (2013): Subglacial Lake Vostok (Antarctica) Accretion Ice Contains a Diverse Set of Sequences from Aquatic, Marine and Sediment-Inhabiting Bacteria and Eukarya.- *PLoS ONE* 8(7): e67221, doi:10.1371/journal.pone.0067221.
- Siegert, M. J. (2000): Antarctic subglacial lakes.- *Earth-Science Reviews* 50:29–50.
- Siegert, M. J. (2003): Glacial-interglacial variations in central East Antarctic ice accumulation rates. *Quaternary Science Reviews*, 22:741–750.
- Siegert, M. J. & Kwok, R. (2000): Ice-sheet radar layering and the development of preferred crystal orientation fabrics between Lake Vostok and Ridge B, central East Antarctica.- *Earth and Planetary Science Letters* 179: 227–235.
- Siegert, M. J., Popov, S. & Studinger, M. (2011): Vostok Subglacial Lake: A Review of Geophysical Data Regarding its Discovery and Topographic Setting.- In: *Antarctic Subglacial Aquatic Environments*, volume 192 of *Geophysical Monograph Series*, pages 45–59, doi:10.1029/2010GM000934, American Geophysical Union.
- Souchez, R., Jean-Baptiste, P., Petit, J. R., Lipenkov, V. Y. & Jouzel, J. (2002): What is the deepest part of the Vostok ice core telling us? - *Earth-Science Reviews* 60: 131–146.
- Souchez, R., Petit, J. R., Tison, J.-L., Jouzel, J. & Verbeke, V. (2000): Ice formation in subglacial Lake Vostok, Central Antarctica.- *Earth and Planetary Science Letters* 181: 529–538.
- Studinger, M., Bell, R. E., Karner, G. D., Tikku, A. A., Holt, J. H., Morse, D. L., Richter, T. G., Kempf, S. D., Peters, M. E., Blankenship, D. D., Sweeney, R. O. & Rystrom, V. L. (2003a): Ice cover, landscape setting & geological framework of Lake Vostok, East Antarctica.- *Earth and Planetary Science Letters* 205: 195–210.
- Studinger, M., Bell, R. E. & Tikku, A. A. (2004). Estimating the depth and shape of subglacial Lake Vostok's water cavity from aerogravity data.- *Geophysical Research Letters* 31: L12401, doi:10.1029/2004GL019801.
- Studinger, M., Karner, G. D., Bell, R. E., Levin, V., Raymond, C. A. & Tikku, A. A. (2003b): Geophysical models for the tectonic framework of the Lake Vostok region, East Antarctica.- *Earth and Planetary Science Letters* 216: 663–677.
- Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Seierstad, I., J. P. Steffensen, J. P. & Vinther, B. M. (2008): A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology.- *Climate of the Past* 4: 47–57, doi:10.5194/cp-4-47-2008.
- Thoma, M., Grosfeld, K. & Mayer, C. (2007): Modelling mixing and circulation in subglacial Lake Vostok, Antarctica.- *Ocean Dynamics* 57: 531–540, doi:10.1007/s10236-007-0110-9.
- Thoma, M., Grosfeld, K., Mayer, C. & Pattyn, F. (2012): Ice-flow sensitivity to boundary processes: a coupled model study in the Vostok Subglacial Lake area, Antarctica.- *Annals of Glaciology* 53(60): 173–180, doi:10.3189/2012AoG60A009.

- Tikku, A. A., Bell, R. E., Studinger, M. & Clarke, G. K. C.* (2004): Ice flow field over Lake Vostok, East Antarctica inferred by structure tracking.- *Earth and Planetary Science Letters* 227: 249–261.
- Vasiliev, N. I., Lipenkov, V. Y., Dmitriev, A. N., Podolyak, A. V. & Zubkov, V. M.* (2012): Ergebnisse und Besonderheiten der Bohrung 5G und des ersten Vorstoßes zum Vostoksee.- *Ice & Snow* 4(120): 12–20, auf russisch.
- Walsh, D.* (2002): A note on eastern-boundary intensification of flow in Lake Vostok.- *Ocean Modelling* 4(2): 207–218, doi:10.1016/S1463–5003(01)00018–X.
- Wells, M. G. & Wettlaufer, S. J.* (2008): Circulation in Lake Vostok: A laboratory analogue study.- *Geophysical Research Letters* 35: L03501, doi:10.1029/2007GL032162.
- Wendt, A.* (2005): Untersuchungen zu zeitenbedingten Höhenänderungen des subglazialen Lake Vostok, Antarktika.- In: *Berichte zu Polar- und Meeresforschung*, 511, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven.
- Wendt, J., Dietrich, R., Fritsche, M., Wendt, A., Yuskevich, A., Kokhanov, A., Senatorov, A., Lukin, V., Shibuya, K. & Doi, K.* (2006): Geodetic observations of ice flow velocities over the southern part of subglacial Lake Vostok, Antarctica, and their glaciological implications.- *Geophysical Journal International* 166: 991–998, doi:10.1111/j.1365–246X.2006.03061.x.
- Williams, M. J. M.* (2001): Application of a three-dimensional numerical model to Lake Vostok: An Antarctic subglacial lake.- *Geophysical Research Letters* 28(3): 531–534.
- Wingham, D. J., Siegert, M. J., Shepherd, A. & Muir, A. S.* (2006): Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes.- *Nature* 440: 1033–1036.
- Wright, A. & Siegert, M. J.* (2011): The Identification and Physiographical Setting of Antarctic Subglacial Lakes: An Update Based on Recent Discoveries.- In: *Antarctic Subglacial Aquatic Environments*, volume 192 of *Geophysical Monograph Series*, pages 9–25, doi:10.1029/2010GM000933, American Geophysical Union.
- Wüest, A. & Carmack, E.* (2000): A priori estimates of mixing and circulation in the hard-to-reach water body of Lake Vostok.- *Ocean Modelling* 2: 29–43.
- Zotikov, A. & Duxbury, N. S.* (2001): Genesis of Lake Vostok (Antarctica).- *Doklady Earth Sciences* 375(8): 1294–1296.
- Zotikov, I. A.* (2006): *The Antarctic Subglacial Lake Vostok - Glaciology, Biology and Planetology*.- Springer, Berlin Heidelberg New York.