

Das neue Tiefenmodell des Zürichsees : hochauflösende Darstellung der geomorphodynamischen Ereignisse im tiefen Seebecken

Autor(en): **Strupler, M. / Hilbe, M. / Anselmetti, F.S.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Swiss bulletin für angewandte Geologie = Swiss bulletin pour la géologie appliquée = Swiss bulletin per la geologia applicata = Swiss bulletin for applied geology**

Band (Jahr): **20 (2015)**

Heft 2

PDF erstellt am: **25.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-632526>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Das neue Tiefenmodell des Zürichsees: Hochauflösende Darstellung der geomorphodynamischen Ereignisse im tiefen Seebecken

M. Strupler¹, M. Hilbe², F. S. Anselmetti², M. Strasser^{1, 3}

Stichworte: Bathymetrie, Massenbewegungen, Zürichsee, Oberflächenrauigkeit

Zusammenfassung

Dieser Artikel präsentiert ein neues Tiefenmodell des Zürichsees, welches die Morphologie des Seebodens mit einem noch nie dagewesenen Detailreichtum darstellt. Im bathymetrischen Datensatz identifizierbare Spuren von gravitativen Massenbewegungen im Seebecken wurden mit Hilfe eines geographischen Informationssystems (GIS) kartiert und deren geomorphometrische Parameter klassifiziert. Morphologisch lassen sich aus dem neuen Datensatz im Zürichsee 50 individuelle Rutschungen erkennen und aufgrund ihrer Eigenschaften in rezente und subrezente Rutschungen unterteilen. Die ältesten morphologisch identifizierbaren Rutschungen ereigneten sich vor bis zu ~ 5'000 Jahren. Fast die Hälfte aller kartierten Rutschungen zeigen Anrisszonen im Flachwasserbereich (Wassertiefen bis 10 m), was ein Indiz dafür sein könnte, dass diese durch anthropogene Einflüsse, wie die Belastung durch künstliche Schüttungen oder Bauten, ausgelöst wurden. Die Tatsache, dass sich an den Hängen des tiefen Zürichseebeckens immer wieder Rutschungen ereignen haben, zeigt die Wichtigkeit von Hangstabilitätsanalysen vor neuen Bauvorhaben am Grund oder an den Ufern des tiefen Zürichseebeckens.

Abstract

This article introduces a new high-resolution bathymetric dataset of Lake Zurich, which shows the morphology of the lake bottom in a yet unseen detail. With a Geographic Information System (GIS), traces of subaquatic gravitational mass movements were identified, mapped and classified according to geomorphic parameters. In the new Digital Depth Model (DDM), 50 individual subaquatic landslides could be morphologically determined and were classified into recent- and sub-recent slides. The oldest, morphologically detectable gravitational mass movement occurred ~ 5'000 years ago. Headscarps of nearly half of the mapped landslides are located in shallow water areas (< 10 m water depth). Along with their young ages, this indicates possible anthropogenic triggers (e. g. nearshore construction). Given the fact that failures on the slopes of the lower Lake Zurich basin have regularly occurred in the past, it is crucial to understand slope processes and to conduct slope-stability analyses in the future (e. g. for construction works along the shore lines).

1 Einleitung

Nachdem im Jahre 1968 mit reflexionsseismischen Profilen der Untergrund des Zürichsees und seine Entstehungsgeschichte untersucht wurden (Hsü & Kelts 1970), wurde 1972 mit einem Einstrahl-Echolot (Krupp Atlas Deso 10) ein relativ hoch aufgelöstes Tiefenmodell des Zürichsees aufgenommen. Aus den gemessenen Profilen (über 2'000 km; Schindler 1976), wurden Isobathen einer Äquidistanz von 5 m im tiefen Bereich und 2.5 m im seichten Bereich konstruiert (Schlund 1972). Basierend auf diesen Produkten, geotechnischen in-situ Untersuchungen sowie Labortests an Bohrkernen im und am See erstellte Schindler (1976) eine

¹ ETH Zürich, Geologisches Institut, Sonneggstrasse 5, 8092 Zürich, Schweiz

² Universität Bern, Institut für Geologie und Oeschger Centre for Climate Change Research, Baltzerstrasse 1+3, 3012 Bern, Schweiz

³ Universität Innsbruck, Institut für Geologie, Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich

geologische Karte des Zürichseegrundes. Der glazial übertiefte Zürichsee wird von einer Rückzugsmoräne des Linthgletschers bei Hurden in den eigentlichen Zürichsee, welcher in der flachliegenden Molasse nördlich der Alpenkette liegt, und in den Obersee unterteilt (Fig. 1). Letzterer lässt sich wiederum in ein W-O-orientiertes, flaches mittleres Becken (~ 25 m tief gemäss Schlund 1972), welches durch einen Molasse-Felsriegel von einem bis zu 136 m tiefen (Schindler 1974), NW-SO orientierten Becken getrennt wird, einteilen. Der nördlichste Abschnitt des Sees wird gegen Zürich hin wieder seichter und weist eine unregelmässige Oberfläche mit «kegelartigen Schüttungen» auf, welche als glazigen (vor allem durch Herunterfallen von Moränenmaterial an der Eisfront) entstandene Formen interpretiert werden (Schindler 1968).

Bei der glazialen Übertiefung des mittleren Zürichseebeckens entstanden vier Trogsysteme in der Molasse, welche vier Generationen von glazialer Erosion repräsentieren. Bei der Schwelle zwischen Wädenswil und Männedorf kommen diese Tröge zusammen und bilden gegen Norden im tiefen Becken einen U-förmigen Trog (Hsü & Kelts 1970). Alle diese Trogsysteme wurden mit quartären Sedimenten (bis zu 120 m an der tiefsten Stelle im See; Hsü & Kelts 1970) gefüllt. Nachdem sich der Gletscher gegen Ende der letzten Eiszeit zurückgezogen hatte, wurden grosse Mengen an spätglazialen Seebodenlehm abgelagert (Schindler 1974). In einer wärmeren Periode wurde der basale Faulschlamm und die Seekreide bzw. in tieferen Bereichen der Seekreide-Mergel abgelagert. Seit dem Gletscherrückzug fanden an den Hängen des tiefen Zürichseebeckens wiederholt gravitative Unterwasser-Massenbewegungen statt, von welchen man annimmt, dass sie durch Sedimentüberlast, Erdbeben oder – in den letzten 150 Jahren – durch menschliche Aktivität (z. B. Uferverbauungen) ausgelöst wurden (Schindler 1976, Kelts 1978, Strasser 2008). Mit Hilfe von reflexionsseismischen Daten (3.5 kHz Pin-

ger), wurden von Strasser (2008) die Ablagerungen von Massenbewegungen im Untergrund des Zürichsees kartiert. Dabei wurden für die letzten rund 17'000 Jahre insgesamt 21 Ereignishorizonte dokumentiert, welche jeweils 1 bis 23 zeitgleiche Massenbewegungen entlang der unterseeischen Abhängen umfassen (Strasser 2008). Die Ausdehnung der Rutschungszonen (besonders von kleineren Rutschungen) an den Abhängen konnten mit den damals zu Verfügung stehenden Methoden aber nicht systematisch erfasst werden. Zum besseren Verständnis der Massenbewegungsprozesse im Zürichsee ist es entscheidend, dass ein Geländemodell mit einer räumlichen Auflösung im Bereich der zu untersuchenden morphologischen Merkmale zur Verfügung steht (Glenn et al. 2006).

2 Ziele

Im Frühling 2014 wurde während sechs Wochen ein neues, hochauflösendes Tiefenmodell des Zürichsees (ohne Obersee) aufgenommen, mit dem Ziel, die Spuren von unterseeischen geomorphodynamischen Ereignissen am Seegrund hochauflösend zu kartieren, um daraus quantitative Informationen zu Ursachen, Prozessen und Konsequenzen von unterseeischen Massenbewegungen abzuleiten.

Dieser Artikel konzentriert sich auf die Identifikation der geomorphologischen Merkmale im neuen Tiefenmodell, welche am Seeboden stattgefundenen Rutschungen dokumentieren und zeigt anhand quantitativer Analysen von Fläche, Wassertiefe der Anrisskante und Morphologie der Rutschungen, wie der neue Datensatz zum besseren Verständnis von Massenbewegungen im Seesystem beitragen kann.

3 Methode

Die bathymetrischen Daten des Zürichsees ohne Obersee wurden mit einem Fächere-

cholot Kongsberg EM2040 (300 kHz) bis zu einer minimalen Wassertiefe von 5 m aufgenommen. Der seichte, ufernahe Bereich mit Wassertiefen von weniger als 5 m kann mit dieser Technologie nicht effizient erfasst werden und ist darum im Datensatz nicht vorhanden. Für die Positionierung wurde ein GNSS-Empfänger vom Typ *Leica GX1230+GNSS* mit dem Echtzeitpositionierungsdienst *swiposGIS/GEO* verwendet. Die Schallgeschwindigkeitsprofile der Wassersäule, welche für die Tiefenberechnung aus gemessenen Laufzeiten unter Berücksichtigung der Refraktion benötigt werden, wurden üblicherweise mindestens einmal täglich mit einer Sonde Valeport miniSVP gemessen. Die Rohdaten des Tiefenmodells wurden mit der Software CARIS HIPS/SIPS 8.1 prozessiert. Aus der gesäuberten Punktwolke wurde schliesslich ein Rasterdatensatz mit einer Zellengrösse von 1 m generiert.

Rutschungen wurden mit einem geographischen Informationssystem (ArcGIS 10.2) im Tiefenmodell identifiziert und kartiert: Mit Hilfe einer Reliefschattierung des Tiefenmodells konnten eindeutig vom umgebenden Hang abgrenzbare Zonen mit Anrisskanten oben und an den Seiten der Rutschung erkannt werden. Strukturen innerhalb der Rutschfläche wie z. B. Längsrinnen in Rutschungsrichtung waren ebenfalls nützlich für die Identifikation der Rutschungen. Nach der Kartierung wurden die geomorphometrischen Parameter «Fläche der Rutschung», «Tiefe der Anrisszone unter dem Seespiegel» sowie «mittleres Gefälle der Rutschfläche» ermittelt und in Histogrammen dargestellt. Mit dem «Topographic Position Index» (TPI; Weiss 2001) wurde die Oberflächenrauigkeit der Anrisszonen bestimmt, wobei die relative Tiefe jedes Pixels zu seiner lokalen Nachbarschaft im Tiefenmodell identifiziert wird. Der TPI für jeden Pixel im Tiefenmodell wurde in ArcGIS nach der Methode von Cooley (2015) berechnet, wobei zuerst aus dem Tiefenmodell drei verschiedene Raster erstellt werden mussten: Ein Raster, mit den mini-

malen Tiefenwerten einer 5 × 5 Pixel Nachbarschaft (minDDM), eines mit den maximalen Tiefenwerten einer 5 × 5 Pixel Nachbarschaft (maxDDM) und eines, welches die durchschnittlichen Tiefenwerte einer 5 × 5 Pixel Nachbarschaft (meanDDM) angibt. Anschliessend wurde die Differenz zwischen dem meanDDM und minDDM durch die Differenz zwischen dem maxDDM und minDDM dividiert, wobei für jeden Pixel ein TPI-Wert zwischen 0 (schwache Rauigkeit) und 1 (starke Rauigkeit) resultierte.

Um die Variation der Rauigkeiten der einzelnen Anrissflächen zu vergleichen, wurde mit dem «zonal statistics» Werkzeug in ArcGIS pro Anrissfläche die Standardabweichung des TPI berechnet.

4 Resultate und Diskussion

Der neue Rasterdatensatz des Zürichseegrundes (Fig. 1) stellt mit einer Zellengrösse von 1 m das bisher räumlich höchst aufgelöste Tiefenmodell des Zürichsees dar. Die vertikale Unsicherheit der bathymetrischen Daten liegt im Bereich von 1–2 dm in den seichten Zonen und beträgt ~ 5 dm an der tiefsten Stelle. Die räumliche Auflösung und Genauigkeit des neuen Tiefenmodells sind damit vergleichbar mit existierenden LiDAR-Höhendaten (LiDAR: Light Detection and Ranging) an Land (z. B. SwissAlti3D mit einer Zellengrösse von 2 m und vertikalen Genauigkeit von einigen Dezimetern (Swisstopo 2014).

Die Erosions- und Ablagerungszonen der vielen Massenbewegungen sind im hochauflösenden Datensatz gut erkennbar. Besonders deutlich erscheinen die beiden Rutschungen vor Oberrieden, jene nördlich von Rüschiikon und diejenige vor Horgen, welche schöne, im bathymetrischen Datensatz klar abgrenzbare Ablagerungsloben bilden. Insgesamt konnten 50 Rutschungszonen von Massenbewegungen kartiert werden (Fig. 2). An den Hängen am nordöstlichen, orographisch rechten Zürichseeufer ist die Identifi-

zierung der genauen Rutschflächen nicht immer eindeutig, da dort die Rutschungen oft in Rinnen verlaufen, also in schon strukturierten Hängen statt auf gleichmässig abfallenden Hängen. In Blautönen eingefärbte Anrisszonen in Fig. 2 zeigen eine hohe Standardabweichung der TPI-Werte der jeweiligen Anrisszone, was eine hohe Oberflächenrauigkeit widerspiegelt, während in Grüntönen eingefärbte Anrisszonen eine tiefere zonale Standardabweichung der TPI-Werte zeigt, was eine niedrige Oberflächenrauigkeit widerspiegelt.

Die meisten Rutschungen mit einer hohen Oberflächenrauigkeit (Standardabweichung von TPI > ~ 0.05; Blautöne in Fig. 2) und in der Reliefschattierung scharf erkennbaren Anrisskanten entsprechen jenen, welche schon in der geologischen Karte von Schindler (1976) kartiert wurden und im Katalog der Massenbewegungsablagerungen im Zürichsee von Strasser (2008) zu den durch den Menschen verursachten Rutschungen der letzten 150 Jahre gezählt werden. Für viele dieser Rutschungen kann also nachge-

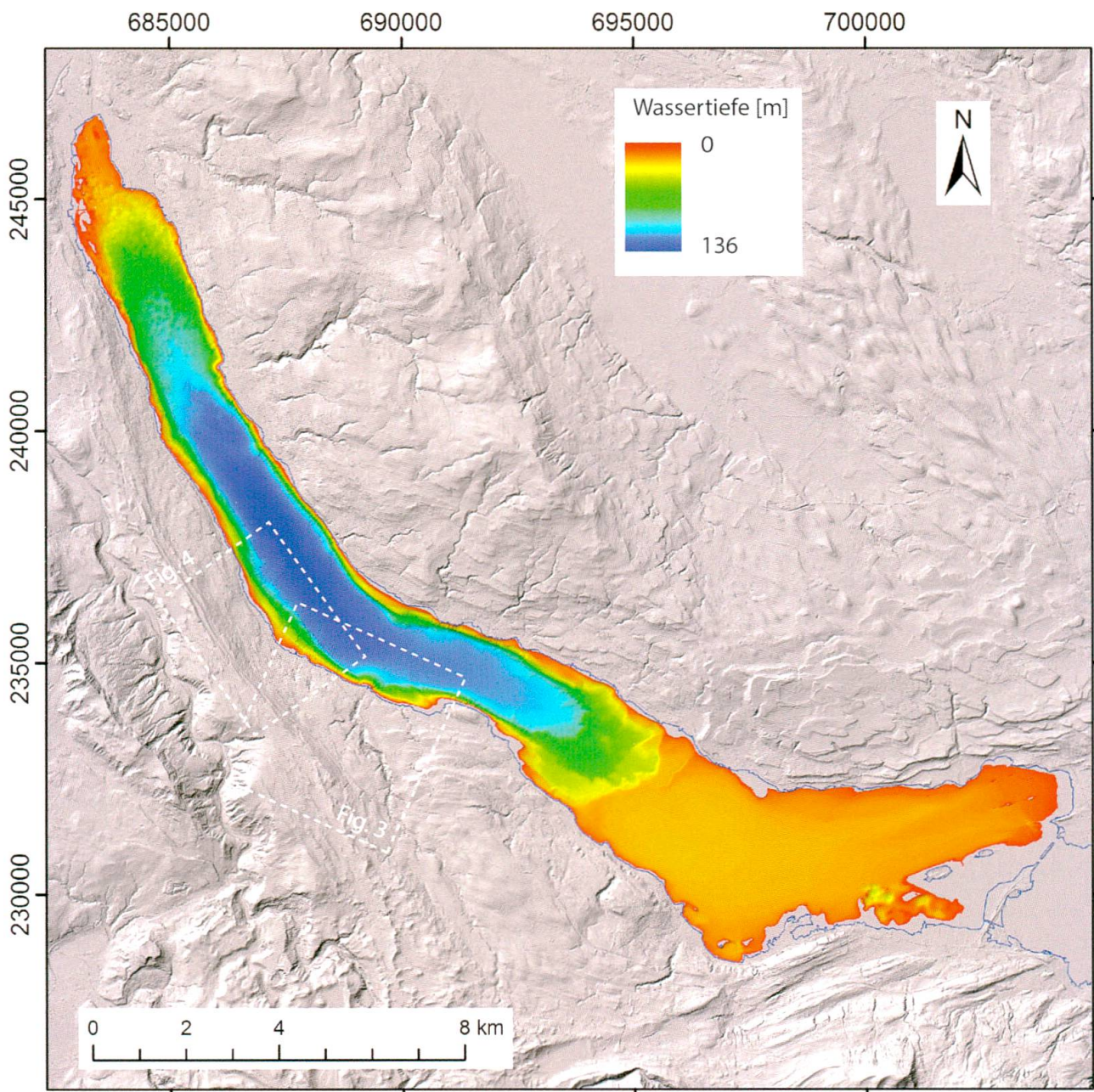


Fig. 1: Übersicht des neuen Tiefenmodells des Zürichsees, verschnitten mit dem Geländemodell SwissAlti3D (Swisstopo). Koordinaten: LV03. Die weiss-gestrichelten Rechtecke zeigen die Lokalitäten der Fig. 3 und 4 im Tiefenmodell an.

wiesen werden, dass sie sich innerhalb der letzten zwei Jahrhunderte ereigneten; sie werden daher als «rezente» Rutschungen klassifiziert. Von denjenigen Rutschungen mit einer kleineren Oberflächenrauigkeit (Standardabweichung von TPI < ~ 0.05) wird angenommen, dass direkt nach der Rutschung die Anrisskanten ebenso scharf und die Oberflächenrauigkeit ähnlich waren wie

bei rezenten Rutschungen, diese aber durch stetige Sedimentation und Hangprozesse geglättet wurden, sie werden daher als «subrezent» interpretiert. Die grösseren dieser «subrezent» Rutschungen korrelieren mit Massenbewegungsablagerungen der letzten rund 5'000 Jahren, welche von Strasser (2008) im Sedimentarchiv des Zürichsees identifiziert wurden. Ältere Rutschungen

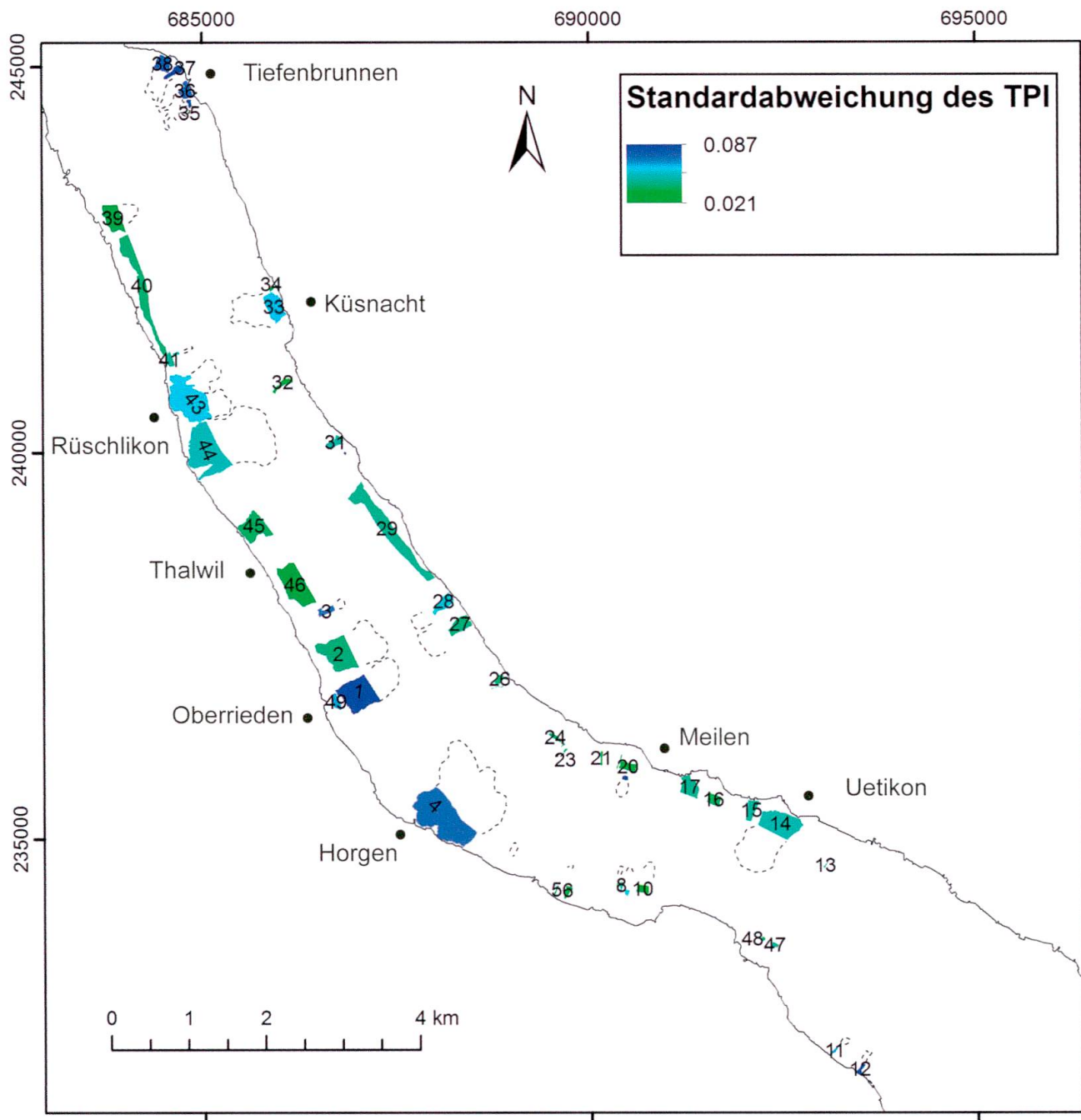


Fig. 2: Lokationen der subaquatischen Rutschflächen im nördlichen Zürichseebecken. Blaue Farbtöne zeigen hohe Standardabweichungen der TPI Werte innerhalb der Rutschung, also hohe Oberflächenrauigkeit. Grüne Farbtöne zeigen niedrige Standardabweichungen der TPI-Werte innerhalb der Rutschung, also niedrige Oberflächenrauigkeit. Die schwarz gepunkteten Linien stellen die sichtbaren Ablagerungsloben dar. Koordinaten: LV03.

können im Bathymetriemodell nicht mehr eindeutig kartiert werden, da die entsprechenden Morphologien durch Sedimentation und Hangprozesse bereits komplett zugedeckt oder geglättet wurden. Während mit reflexionsseismischen Daten verschiedene übereinanderliegende Ebenen von subaquatischen Rutschungen im Zürichsee identifiziert werden konnten (Strasser 2008), sind in einem bathymetrischen Datensatz üblicherweise also nur die stratigraphisch obersten Rutschungen geomorphologisch identifizierbar.

Die im neuen Tiefenmodell kartierten rezenten Rutschungen mit einer Rutschfläche > 50'000 m² sind in Tab. 1 aufgelistet.

Die Rutschung von Horgen ist eine der bisher am besten untersuchten subaquatischen Rutschungen im Zürichseegrund. Sie fand in mehreren Phasen im Jahre 1875 statt (Heim 1876; Kelts 1978; Kelts & Hsü 1980). Fig. 3 zeigt diese Rutschung beim alten Bahnhof Horgen als 3-dimensionale Ansicht.

Ebenfalls zu erkennen ist das ausgeprägte Delta des Aabachs, welches in das Seebecken progradiert.

Fig. 4 zeigt den Unterwasserhang zwischen den Ortschaften Horgen und Oberrieden mit den Spuren der Rutschungsereignisse von 1875 (Horgen; Nr. 4 in Fig. 2), 1918 AD (Nr. 1 in Fig. 2) und 2210 (Fehlerbereich: 2157-2267) Jahre BP (Nr. 2 in Fig. 2) (Kelts 1978, Nipkow 1927, Strasser 2008).

In der Ablagerungszone der 1875-Rutschung vor Horgen (Heim 1876) findet man in den bathymetrischen Daten einzelne Blöcke, das heisst kleine Erhebungen mit horizontaler Ausdehnung von bis zu 20 m (Fig. 4, 5), während die Ablagerungszone der rund 50 Jahre jüngeren Rutschung vor Oberrieden (Nipkow 1927) keine einzelnen Blöcke, sondern Stauchwülste zeigt. Solche Wülste entstehen, wenn die Rutschung sich ins umliegende Sediment einpflügt, dieses in einigen Metern Sedimenttiefe basal abschert und die Front abgebremst wird («frontal thru-

Lokalität	Objekt Nr. *	Alter [A.D.]	Herkunft Alter [Quelle]	Fläche Anrisszone [m ²] **	Höhe Anrissnarbe ++ / **	Höhenunterschied Anrisskante – Hangfuss [m] **	Typ Ablagerungsfront ** / ++
Horgen	4	1875	Heim 1876, Kelts & Hsü 1980	329'580	nicht sichtbar in Seismik / 6–7 m	130	auslaufend
S-Rüschlikon	44	1898 oder 1900	Nipkow 1927	240'870	nicht sichtbar in Seismik / 3–4 m	126	auslaufend
N-Rüschlikon	43	1898 oder 1900	Nipkow 1927	220'731	nicht sichtbar in Seismik / 3 m	105	eingeschränkt
Oberrieden	1	1918	Nipkow 1927	159'974	~ 5 m / 4–5 m	83	eingeschränkt
Küsnacht	33	1955	Kuen 1999	67'724	Seismik nicht vorhanden / 3–4 m	94	auslaufend

* in Fig. 2 **aus Kartierung in GIS ++ aus seismischen Daten (Strasser 2008)

Tab. 1: Ausgewählte, aus dem neuen Tiefenmodell kartierte subrezente Rutschungen, geordnet nach der Fläche der Anrisszone (Gesamttabelle siehe Anhang).

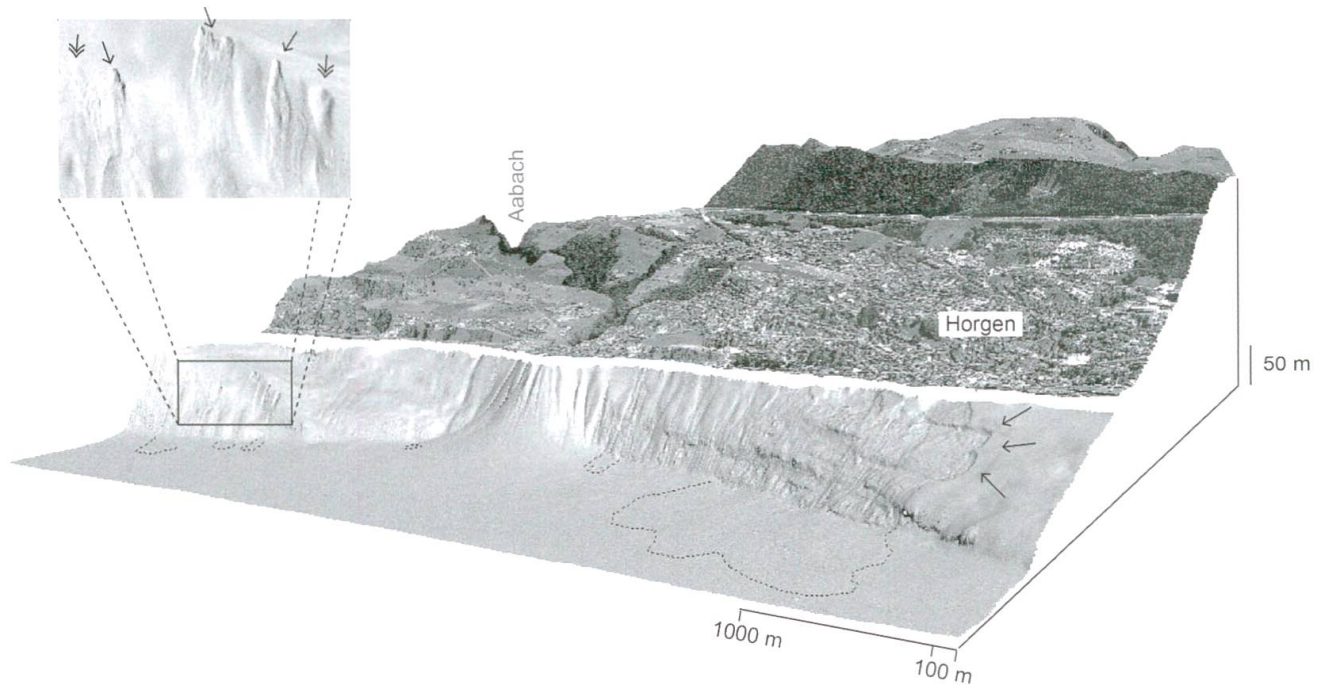


Fig. 3: Rutschung vor Horgen von 1875 und Delta des Aabachs. Darstellung 3x vertikal überhöht. SwissAlti3D-Geländemodell und überlagerte Swissimage50 Orthophotos (Swisstopo). Einfache Pfeile: scharfe Anrisszonen; Pfeile mit doppelter Spitze: unscharfe Anrisszonen.

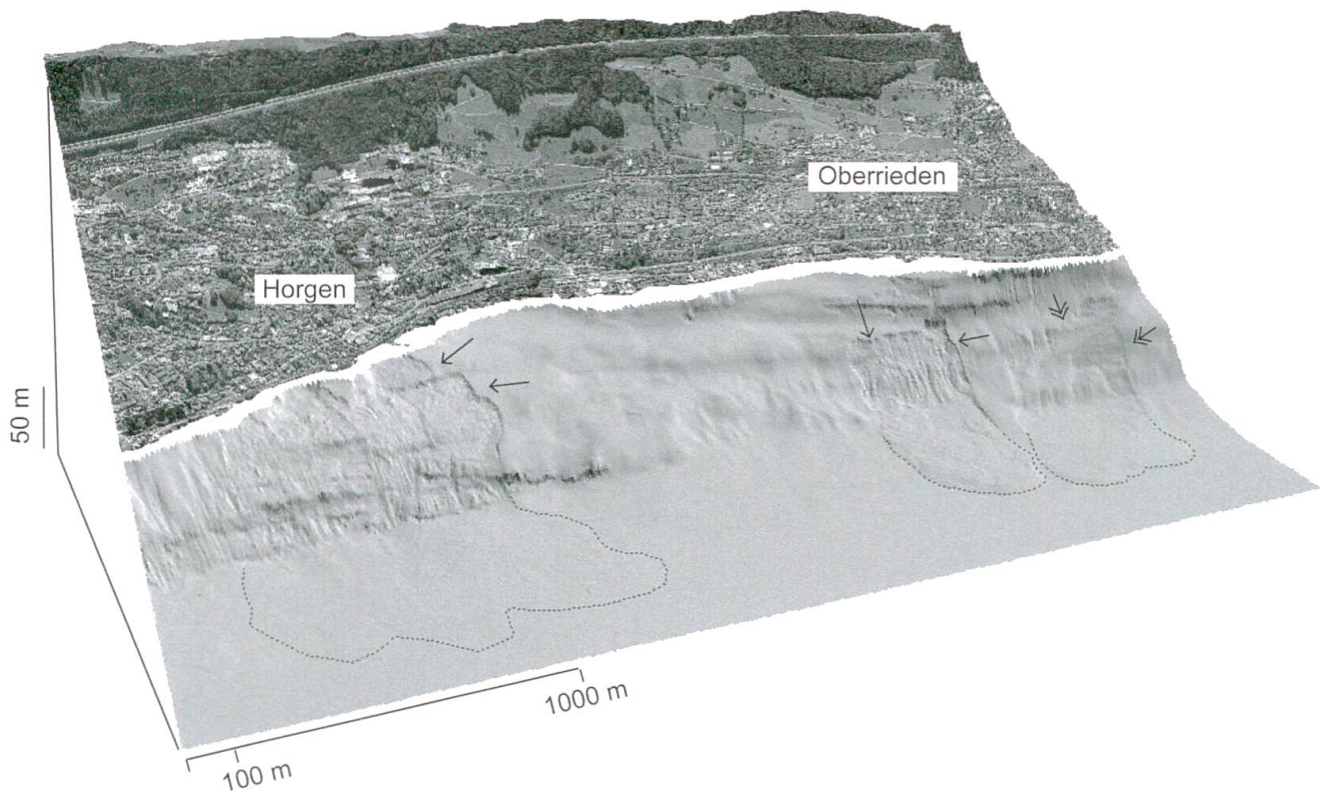


Fig. 4: Unterwasser-Hang zwischen Horgen und Oberrieden mit drei Rutschungsereignissen (4,1 und 2 in Fig. 2). SwissAlti3D-Geländemodell und überlagerte Swissimage50 Orthophotos (Swisstopo). Einfache Pfeile: scharfe Anrisszonen; Pfeile mit doppelter Spitze: unscharfe Anrisszonen.

sting», vgl. Moernaut & De Batist 2011). Im Gegensatz dazu konnte die Rutschung vor Horgen sich auf dem ursprünglichen Seeboden ausbreiten, was sich im Fehlen der Stauchwülste und im weniger scharf abgegrenzten Ablagerungslobus zeigt (Fig. 5). Gemäss Moernaut & De Batist (2011) sind der Höhenunterschied des rutschenden Hanges und die Tiefe der basalen Gleitebene hauptverantwortlich für die Entwicklung der Rutschungsfront: Grosse Höhenunterschiede zwischen der Anrisskante und dem Hangfuss und wenig tiefe Gleitebenen führen oft zu «auslaufenden» Depositionsfronten, während kleine Höhenunterschiede und tiefe Gleitebenen oft zu «eingeschränkten» Depositionsfronten führen. Für die Oberrieden-Rutschung von 1918 AD beträgt der Höhenunterschied zwischen der Anrisskante und

des Hangfusses 83 m und die Höhe der Anrisskante ~ 4-5 m (Tab. 1), während es für die Horgen-Rutschung von 1875 AD 130 m bzw. ~ 6-7 m sind. Da sich in diesem Fall die Höhen der Anrisskanten nicht wesentlich unterscheiden, ist wahrscheinlich der rund 35% kleinere Höhenunterschied der Oberrieden-Rutschung hauptverantwortlich für die «eingeschränkte» Depositionsfront. Genauere Untersuchungen müssten für die Entstehung der Depositionsfronten im Zürichsee gemacht werden, sind aber nicht Ziel dieses Artikels.

Die 50 in der Bathymetrie kartierten Rutschflächen betragen zwischen 981 m² und 0.33 km². Die meisten weisen eine Fläche von < 0.05 km² auf. Nur 7 Rutschflächen sind grösser als 0.15 km². Die grösste Rutschfläche gehört zur Horgen-Rutschung und ist

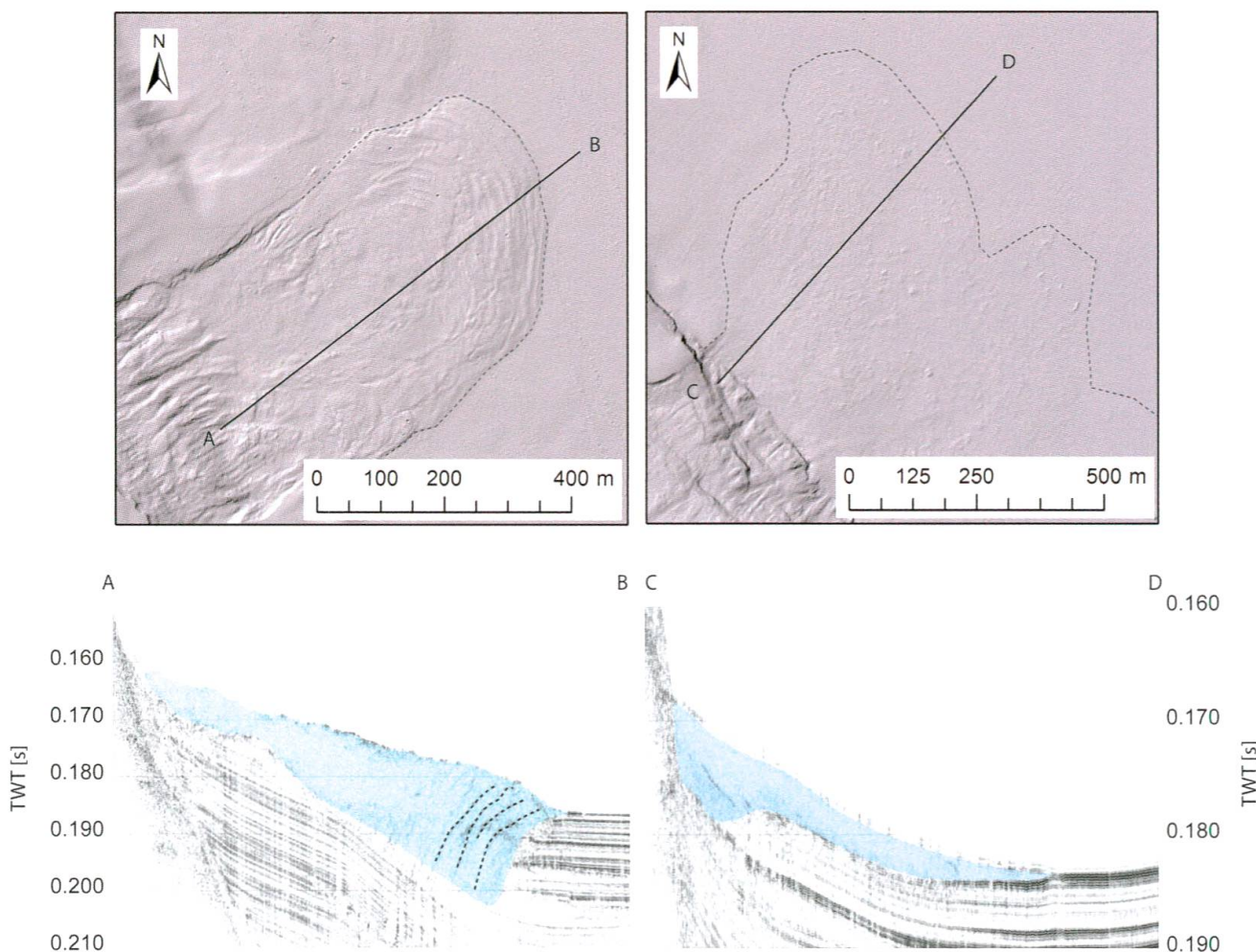


Fig. 5: Morphologie der Fronten (blau) der Oberrieden-Rutschung [1918] (links; Nr. 1 in Fig. 2) und der Horgen Rutschung [1875] (rechts; Nr. 4 in Fig. 2) mit darunterliegenden 3.5 kHz - Pinger reflexionsseismischen Profilen (Strasser 2008).

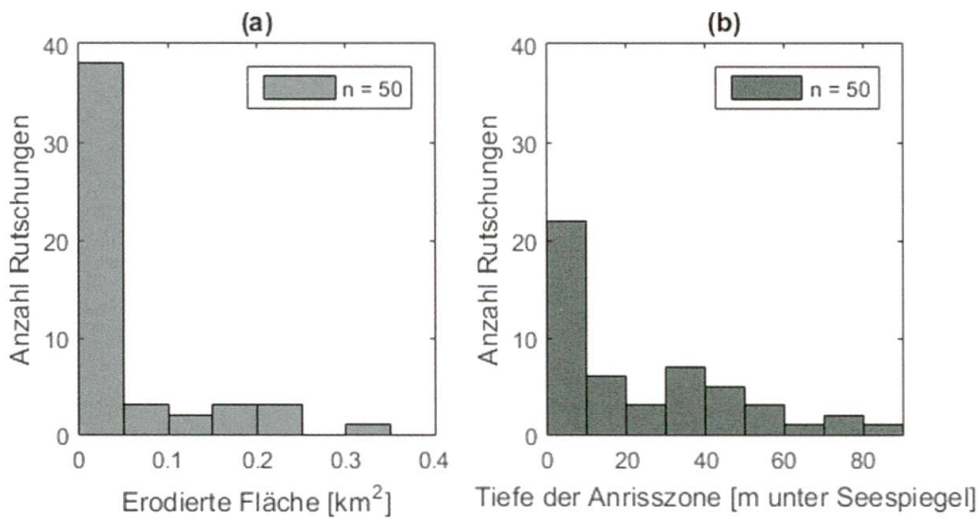


Fig. 6: [a] Häufigkeitsverteilung der Rutschflächen aller kartierten Rutschungen ($n = 50$); [b] Häufigkeitsverteilung der Anrisszonen-tiefen für alle kartierten Rutschungen ($n = 50$).

mit 0.33 km^2 so gross wie 81 Fussballfelder (der Dimension $90 \times 45 \text{ m}$).

44% der kartierten Rutschungen haben ihre Anrisskante im Flachwasserbereich mit Tiefen $< 10 \text{ m}$ (Fig. 6). Die Tatsache, dass die meisten Rutschungen ihre Anrisskante in untiefen und ufernahen Gebieten haben, könnte ein Hinweis darauf sein, dass diese durch starke anthropogene Belastung am Ufer ausgelöst wurden. Für die Rutschung im Jahre 1875 in Horgen und für die Rutschung in Küsnacht im Jahre 1955 ist dokumentiert, dass beide nach einer Uferbelastung infolge Aufschüttung erfolgten (Heim 1876, Kuen 1999).

Einige Rutschungen lösten sich aber in mehr als 50 m Wassertiefe, was in diesem Fall eine

starke Uferbelastung als Ursache in den Hintergrund rückt und auf einen natürlichen Auslösemechanismus hindeutet.

Alle ausser zwei kleinen kartierten Rutschungen befinden sich im unteren Zürichseebecken. Die meisten kartierten Rutschungen fanden an Hängen mit einer mittleren Hangneigung von $10\text{--}25^\circ$ statt (Fig. 7). Abhänge mit solchen Neigungen können einerseits Sediment akkumulieren, sind aber mit zunehmender Hangneigung anfällig für Instabilitäten. Die Daten zeigen weiter, dass auch bei mittleren Hangneigungen von $5\text{--}10^\circ$ Rutschungen im Zürichsee vorkommen.

Es ist zu beachten, dass Fig. 7 die mittleren Hangneigungen der Rutschflächen und nicht die Hangneigungen an der Position der Anrisskanten zeigt. Eine hohe mittlere Hangneigung der Rutschfläche muss nicht mit einer hohen Hangneigung an der Position der Anrisskante übereinstimmen. Im Zürichsee findet man Hänge mit einem mittleren Gefälle $> 25^\circ$, an welchen Rutschungen stattfanden. Im Gegensatz dazu fand man im Vierwaldstättersee keine Rutschungen an Hängen steiler als 22° (Strasser et al. 2011). Dort wurde angenommen, dass an solch steilen Hängen keine Sedimente akkumulieren konnten, weil die Sedimente permanent remobilisiert wurden. Für den Zürichsee könnten die vielen Terrassenstufen in den Steilhängen dafür verantwortlich sein, dass die Sedimente dort nicht remobilisiert, sondern angehäuft werden.

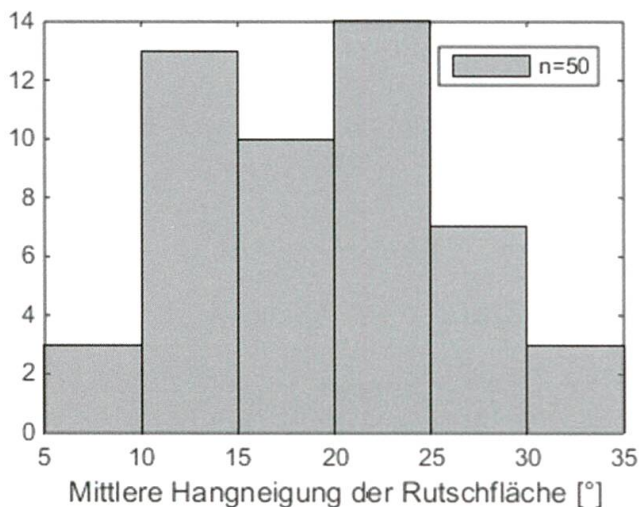


Fig. 7: Häufigkeitsverteilung der mittleren Hangneigungen der Rutschflächen.

5 Schlussfolgerungen und Ausblick

Es können folgende Schlussfolgerungen gemacht werden:

- Das neue Tiefenmodell zeigt durch seine hohe Auflösung die subaquatische Morphologie in bisher unerreichter Detailqualität, was für verschiedenste geomorphologische, geotechnische, archäologische und infrastrukturelle Anwendungen von grosser Bedeutung ist. In diesem Artikel wurde der Fokus auf die Identifikation und Kartierung von Unterwasserrutschungen gelegt.
- Mit Hilfe eines Geographischen Informationssystems konnten 50 Rutschflächen an den Hängen des Zürichsees kartiert werden. Mittels eines «Topographischen Positions Indexes» (TPI) konnte die Oberflächenrauigkeit der Rutschungen quantitativ dargestellt werden. Rezente Rutschungen (jünger als ~ 150 Jahre) zeigen eine Standardabweichung des zonalen TPI von $> \sim 0.05$. Subrezente Rutschungen hingegen eine solche von $< \sim 0.05$.
- Die meisten Rutschungen weisen eine Rutschfläche von $< 0.05 \text{ km}^2$ auf und haben ihre Anrisszone weniger als 10 m unter dem Seespiegel.
- Auch wenn ein Tiefenmodell eine noch so hohe Auflösung aufweist, Rutschungen, die sich vor mehr als ~ 5000 Jahren ereigneten und deren Oberflächenmorphologie durch nachfolgende Sedimentation ausgeglättet wurde, können nur mit reflexionsseismischen Analysen gefunden werden.

Nachdem hier die relative Altersunterscheidung der Rutschungen mit einer hohen Oberflächenrauigkeit und scharfen Anrisskanten von Rutschungen mit einer niedrigen Oberflächenrauigkeit und unscharfen Anrisskanten in rezent und subrezent gemacht worden ist, wäre ein nächster Schritt, die Alter der Rutschungen aufgrund ihrer morphologischen Eigenschaften (v. a. Oberflächenrauigkeit) zu quantifizieren. Dabei kann die Hypothese formuliert wer-

den, dass sich das Alter einer Rutschung wegen der zunehmenden Glättung der Morphologie als Funktion der Sedimentationsrate am Hang numerisch errechnen lässt.

Die Tatsache, dass sich an den Hängen des tiefen Zürichseebeckens immer wieder Rutschungen ereignet haben, zeigt, dass eine Hangstabilitätsanalyse vor neuen Bauvorhaben im Grund oder an den Ufern des tiefen Zürichseebeckens enorm wichtig ist. Dazu sollte ein Untergrundmodell der Hänge mit den Mächtigkeiten der sedimentologischen Einheiten erstellt und mit geotechnischen Methoden potentielle Rutschflächen identifiziert werden. Darauf aufbauend kann schliesslich eine Unterwasser-Gefahrenkarte des Zürichsees erstellt werden.

Durch die vergleichbare Auflösung der Tiefendaten im Seegrund mit Höhendaten an Land (z. B. SwissAlti3D-LIDARdaten der swisstopo) können Prozesse, die vom Land ins Seebecken (z. B. Hangrutschungen) oder vom Seebecken an Land (z. B. Wellen / Tsunamis) übergreifen, nahtlos mit einer vergleichbaren räumlichen Skala modelliert werden. Voraussetzung dafür ist allerdings, dass ein Datensatz der seichten Uferzone ($< 5 \text{ m}$ Wassertiefe), welche das landseitige Höhenmodell mit dem Tiefenmodell verbindet, vorhanden ist. Ein solcher Datensatz könnte zum Beispiel mit LiDAR aufgenommen werden.

Die Erweiterung des hier präsentierten Datensatzes geomorphometrischer Parameter von Rutschungen auf weitere perialpine Seen würde Gemeinsamkeiten der Rutschungen in solchen Seesystemen hervorheben und seespezifische Eigenheiten aufzeigen.

Dank

Die Autoren bedanken sich beim Schweizerischen Nationalfonds (Projektnummer: 133481) für die Finanzierung. Robert Hofmann, Reto Seifert, Stefano Fabbri und Tobias Schwestermann wird für die tatkräftige Hilfe bei der bathymetrischen Datenaufnahme gedankt.

Literatur

- Cooley, S. W. 2015: GIS4Geomorphology: <http://www.gis4geomorphology.com> Zugriff: 28.08.2015.
- Glenn, N. F., Streutker, D. R., Chadwick, D. J., Thackray, G. D. & Dorsch, S. J. 2006: Analysis of LiDAR-Derived Topographic Information for Characterizing and Differentiating Landslide Morphology and Activity. *Geomorphology* 73 (1-2): 131-48.
- Heim, A. 1876: Bericht und Expertengutachten über die im Februar und September 1875 in Horgen vorgekommenen Rutschungen. In: Die Eisenbahn 14.
- Hsü, K. J. & Kelts, K. R. 1970: Seismic Investigation of Lake Zurich: Part. II Geology. *Eclogae geol. Helv* 63/2. 525-538.
- Kelts, K. 1978: Geological and Sedimentary Evolution of Lakes Zurich and Zug, Switzerland. Dissertation ETH Zurich 6146.
- Kelts, K. & Hsü, K. J. 1980: Resedimented facies of 1875 Horgen slumps in Lake Zurich and a process model of longitudinal transport of turbidity currents. *Eclogae geol. Helv.* 73/1. 271-281.
- Kuen, E. 1999: Der Uferabbruch im Kusen: Küssnacht Jahrbuch, v. 39, p. 44-50.
- Lister, G. S., Giovanoli, F., Eberli, G., Finckh, P., Finger, W., He, Q., Heim, C., Hsü, K. J., Kelts, K., Peng, C., Sidler, C. & Zhao, X. 1984: Late Quaternary Sediments in Lake Zurich, Switzerland. *Environmental Geology* Vol. 5, 191-205.
- Moernaut, J. & De Batist, M. 2011. Frontal Emplacement and Mobility of Sublacustrine Landslides: Results from Morphometric and Seismostratigraphic Analysis. *Marine Geology* 285 (1-4). Elsevier B.V.: 29-45.
- Nipkow, H. F. 1927: Über das Verhalten der Skelette planktischer Kieselalgen im geschichteten Tiefenschlamm des Zürich- und Baldeggersees. *Neue Beiträge zur Biologie der Planktondiatomeen und zur Biomorphose der subalpinen Seen.* Diss. Naturwiss. ETH Zürich, Nr. 455.
- Schindler, C. 1968: Zur Quartärgeologie zwischen dem untersten Zürichsee und Baden. *Eclogae geol. Helv.* 61/2. 395-433.
- Schindler, C. 1974: Zur Geologie des Zürichsees. *Eclogae geol. Helv.* 67/1.163-196.
- Schindler, C. 1976: Eine geologische Karte des Zürichsees und ihre Deutung. *Eclogae geol. Helv.* 69/1. 125-138.
- Schlund, R. A. 1972: Zürichsee: topogr. Plan 1:5'000. Ingenieurbüro Dr. R. A. Schlund, Zürich; Meliorations- und Vermessungsamt des Kt. Zürich.
- Strasser, M. 2008: Quantifying Late Quaternary Natural Hazards in Swiss Lakes: Subaquatic Landslides, Slope Stability Assessments, Paleoseismic Reconstructions and Lake Outbursts. *Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, 95*, (published by Schweizerische Geotechnische Kommission SGK – ISBN 978-3-907997-30-7).
- Strasser, M., Hilbe, M. & Anselmetti, F. S. 2011: Mapping basin-wide subaquatic slope failure susceptibility as a tool to assess regional seismic and tsunami hazards. *Marine Geophysical Research* 32 (1-2), 331-347.
- Swisstopo 2014: SwissALTI^{3D} – Das hoch aufgelöste Terrainmodell der Schweiz. Detaillierte Produktinformation. Bundesamt für Landestopografie, Wabern.
- Weiss, A. 2001: Topographic position and landforms analysis. Poster Presentation, ESRI User Conference, San Diego, CA.

Anhang: Eigenschaften der subaquatischen Rutschflächen im Zürichsee

Objekt-Nr.	Erosionsfläche [m ²]	Wassertiefe Anrissnische [m]	Tiefster Punkt Depositionszone [m]	Alter der Rutschung	Standardabweichung TPI
1	159'975.00	51.2649994	271.2810059	1918 A.D.	0.077229241
2	150'059.00	42.0950012	0	2210 cal. yr B.P.	0.039589913
3	16'846.20	75.8560028	272.6539917	640 cal yr B.P.	0.066270857
4	329'580.00	3.1540101	271.9779968	1875 A.D.	0.06750127
5	2'803.23	3.46101	0	?	0.036206878
6	9'847.79	2.59199	0	?	0.035176714
7	2'119.32	54.2480011	0	?	0.035549824
8	4'446.97	45.3149986	287.4169922	?	0.045804747
9	3'901.08	31.7689991	288.2579956	?	0.054010593
10	15'410.00	32.4430008	0	2210 cal. yr B.P.	0.030206525
11	5'220.05	2.852	0	?	0.060714479
12	7'137.00	6.6880002	0	?	0.087496487
13	1'654.91	82.0390015	0	?	0.044296344
14	141'996.00	2.5909901	286.7179871	640 cal yr B.P.	0.046834943
15	27'189.50	4.57301	0	?	0.043671897
16	23'879.40	28.3479996	0	?	0.036913773
17	49'928.10	4.1370101	0	?	0.042920425
18	3'718.82	75.8570023	288.29599	?	0.084158462
19	3'483.99	21.7779999	0	?	0.036227959
20	20'509.10	31.0760002	0	?	0.031225945
21	4'745.75	32.223999	0	?	0.032930087
22	1'312.73	41.3899994	0	?	0.040878549
23	1'676.75	58.9290009	0	?	0.038470215
24	8'674.97	30.0580006	0	?	0.037804433
25	2'121.36	35.026001	0	?	0.040364045
26	11'469.50	12.9809999	0	?	0.037543604
27	45'467.70	7.2989998	0	5100 cal yr B.P.?	0.039535509
28	34'751.50	6.2399998	0	1430 cal yr BP?	0.054337069
29	217'115.00	3.2090001	0	2210 cal. yr B.P.	0.04284724
30	981.8150024	14.401	0	?	0.083113848
31	20'657.30	6.8780098	0	640 cal yr B.P.	0.04552126
32	15'981.60	26.4239998	0	?	0.029784385
33	67'724.00	4.3199902	307.4530029	1955 A.D.	0.058348095
34	2'858.65	9.5959902	0	?	0.022970741
35	5'021.12	17.8829994	0	1909 A.D. ?	0.086091384
36	24'717.50	4.0949898	0	1909 A.D. ?	0.068711762
37	18'225.90	5.7549901	0	1909 A.D. ?	0.078779958
38	34'301.40	8.4300098	0	1909 A.D. ?	0.06922595
39	72'565.10	13.0909996	0	?	0.024453775

40	159'451.00	9.3610096	0	?	0.037927627
41	13'853.70	13.2309999	0	?	0.04327644
42	3'227.07	61.3100014	0	?	0.048006896
43	220'731.00	3.2060101	296.9419861	1898 oder 1900 A.D.	0.056478712
44	240'870.00	2.2909999	277.1340027	1898 oder 1900 A.D.	0.047951608
45	99'192.80	4.7800102	0	640 cal. yr B.P.	0.037307895
46	148'793.00	13.8889999	0	3300 cal yr. B.P.	0.021059457
47	4'429.54	42.4140015	0	?	0.042990439
48	2'680.30	36.0110016	0	?	0.037786248
49	15'687.20	7.9820099	0	?	0.060494678
50	2'290.65	46.9760017	0	?	0.029070383

