Temperatur und Kluftwasser als Ursachen von Felssturz

Autor(en): **Krähenbühl, Ruedi**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin für angewandte Geologie**

Band (Jahr): **9 (2004)**

Heft 1

PDF erstellt am: **19.03.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-224989

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.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Bull. angew. Geol. Vol. 9/1 Juli 2004 S. 19-35

Temperatur und Kluftwasser als Ursachen von Felssturz

Ruedi Krähenbühl[1]

Stichworte: Temperaturwechsel, Kluftwasserdruck, spröder Gebirgstyp, Felssturz, Monitoring, Extensometer, Ankerkräfte, Frühwarndienst, Risikomanagement, Ursachenanalyse, Entfestigungsprozess, dynamische Ermüdung, Graubünden, Naturgefahren

Zusammenfassung

Eine scheinbare Häufung von Felssturzereignissen im Alpenraum wirft Fragen hinsichtlich deren Verursachung durch ändernde Klimaverhältnisse auf. Statistische Ansätze zur Klärung von Fragen, die in Zeiträumen rezenter geologischer Prozesse stattfinden, sind hierfür kaum geeignet. Nur das Verstehen der gebirgsentfestigenden Prozesse kann fundierte Antworten liefern. Von Literaturbeispielen weiss man, dass sowohl Fälle von Felssturz mit eindeutiger Korrelation zu hohen Niederschlägen auftreten, wie auch solche, wo kein klarer Zusammenhang hergestellt werden kann.

Im Zuge des Risikomanagements von drei kritischen Objekten mit hoher Felssturzgefährdung entlang des Strassennetzes im Kanton Graubünden konnten in den letzten 4 Jahren viele Messdaten gesammelt werden. Zusammen mit detaillierten geologischen Feldaufnahmen, Risikoanalysen und einer intensiven Datenauswertung war es möglich, die massgebenden Prozesse in spröden Gebirgstypen zu erkennen. Durch jährliche Temperaturwechsel verursachte Spannungsäderungen und Kluftwasserdruck sind die treibenden Kräfte für den dynamischen Entfestigungsprozess. Häufig genannte Ursachen wie Eis-, Wurzeldruck, Erdbeben, etc., stellen nur den zufälligen Auslöseprozess für Felsmassen dar, welche durch kontinuierlichen Kohäsionsabbau eine minimale Standsicherheit erreicht haben.

Abstract

In the southern part of Graubünden, south-east Switzerland, engineering geological investigations of three unstable rock slops with high destructive potential for road bridges give a better understanding of the system process of rock slides. Data from monitoring programmes, ongoing since 2001, were analysed. It included different displacement and anchor force measurements, which were integrated in an early warning system. Progressive failure evolution in gneissic brittle rock masses with adverse joint sets is primary the result of physical processes. Rock expansion and contraction caused by the annual temperature changes contribute to fracture nucleation, propagation, cracking of rock bridges and continuous degradation of the rock mass cohesion. This mechanism is recognised to a depth of ~10 m below rock surface, enough to destabilise a few thousand m^3 of rock mass. The measured displacements and growth of anchor forces start annually in September and end in March, when the rock mass begins to expand. The superimposed effect of joint water pressure is only recognised during this period, but not in spring/summer, when the joints are getting closed. Therefore most of the rock fall occurred between September and April. In case the rock mass stability reach the minimum, due to this dynamic fatigue processes, a frost period, a heavy rainfall or an earth quake is sufficient as final triggering mechanism to initiate the rock slope failure.

[1] Tiefbauamt Graubünden, Strassenbaulabor, 7000 Chur, rudolf.kraehenbuehl@tba.gr.ch

1 Felssturz Val d'Infern

In der Südabdachung Graubündens führen auf der einzigen Zufahrtsstrasse vom Misox ins Calancatal zwei Tunnel in kurzer Folge durch zwei Gneisrippen der Simano-/Aduladecke. Dazwischen wird die Störzone des Val d'Infern mit einer 30 m langen Brücke überquert (Fig. 1). Über der Brücke baut sich eine fast 100 m hohe Felswand auf. Die Felsrippe des östlichen Tunnels wird entlang des parallel und senkrecht zum Calancatal streichenden Kluftsystems tiefgreifend entfestigt. Das Tunnelgewölbe ist dementsprechend mit bis auf Faustgrösse geöffneten Rissen zerlegt (Fig. 3). In den letzten 5 Jahren haben sich aus der Felswand jährlich und stets im Herbst Block- und Felsstürze bis maximal 600 m^3 ereignet (Fig. 2). Mit bescheidenen Schutzmassnahmen eines eher hilflosen Steinschlagnetzes und mit viel Glück überstand die Brücke alle bisherigen Ereignisse mit nur leichten Schäden. Das Gros der Sturzmassen fiel durch den wenige Meter breiten Schlupf zwischen Felswand und Brücke oder sprang über letztere hinweg.

Verschiedene in den letzten Jahren vorgenommene geologische Aufnahmen und Risikoanalysen führten zu einer umfassenden, messtechnischen Überwachung, zu der Verifizierung einer latent absturzgefährdeten, kritischen Sturzmasse von ~3'000 m^3, zum Aufbau eines Alarm- und Frühwarnsystems, zur Erkenntnis, dass bereits ein kritischer Treffer eines 2 m^3 Blocks die Brücke zum Einsturz bringen kann, und letztlich zur raschen Projektierung eines 300 m langen Umfahrungstunnels. Ein Brückeneinsturz würde das Calancatal für Monate von der Umwelt abschneiden. Im Mai 2004 wurde mit den Tunnelarbeiten begonnen.

1.1 Geologische Entfestigungsmodelle

Verschiedene geologische Bearbeiter haben zwei unterschiedliche Modelle ausgearbeitet. Das eine postuliert ein auf den mit 40–65° talwärts geneigten K2-Klüften und der Schieferung S1 treppenförmig ausgebildetes Felsgleiten. (Fig. 4). Das andere Modell ging primär von kontinuierlichem Kohäsionsabbau infolge Spannungsumlagerungen in der Felsrippe aus. Diese steigen, ausgehend von der als Knautschzone wirkenden, basalen Störzone, aus Gesteinen geringerer Druckfestigkeit in der ganzen Felsrippe auf. In beiden Modellen öffnen sich die durchschlagenden, als Ablösefläche dienenden K1-Klüfte scherenartig.

Fig. 1: Die Brücke Val d'Infern als Verbindung zweier Tunnels quert eine geologische Störzone.

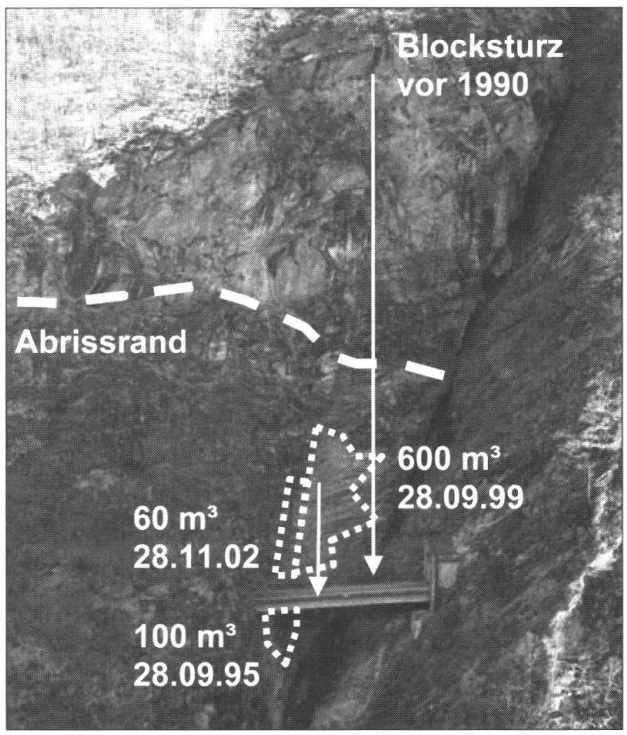

Fig. 2: Seit 1995 ereigneten sich jährlich Block- und Felsstürze.

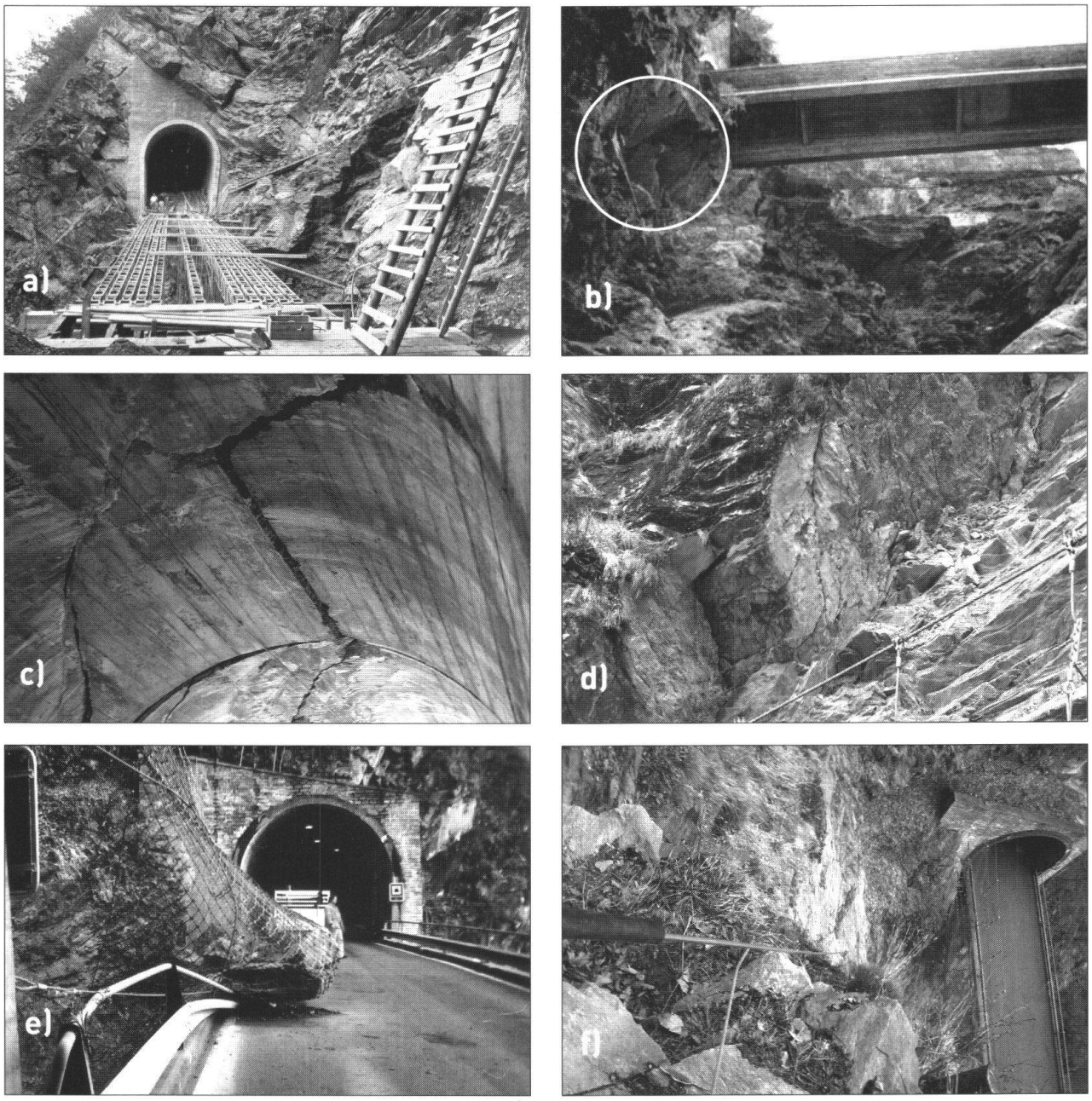

Fig. 3: Brückenbau 1964 (a), Felsausbruch beim Brückenwiderlager Ost 1995 (b), zerrissenes Tunnelgewölbe heute (c), Spannungsrisse im Felsen (d), Felssturz von 2002 (e), Blick aus dem Absturzgebiet (f).

1.2 Das Risikomanagement

Mit einem Monitoring sollte einerseits die zeitliche Entwicklung der Gefahrensituation und anderseits das massgebende Entfestigungsmodell eruiert werden. Gleichzeitig hoffte man den Entfestigungsprozess besser verstehen zu können. Seit 1995 wurden in der ganzen Rippe Messpunkte geodätisch erfasst. Innerhalb der entfestigten Felsrippe konnte eine kritische Sturzmasse mit einer erhöhten, mittleren Verschiebungsgeschwindigkeit von 20 mm/Jahr festgestellt werden (Fig. 5).

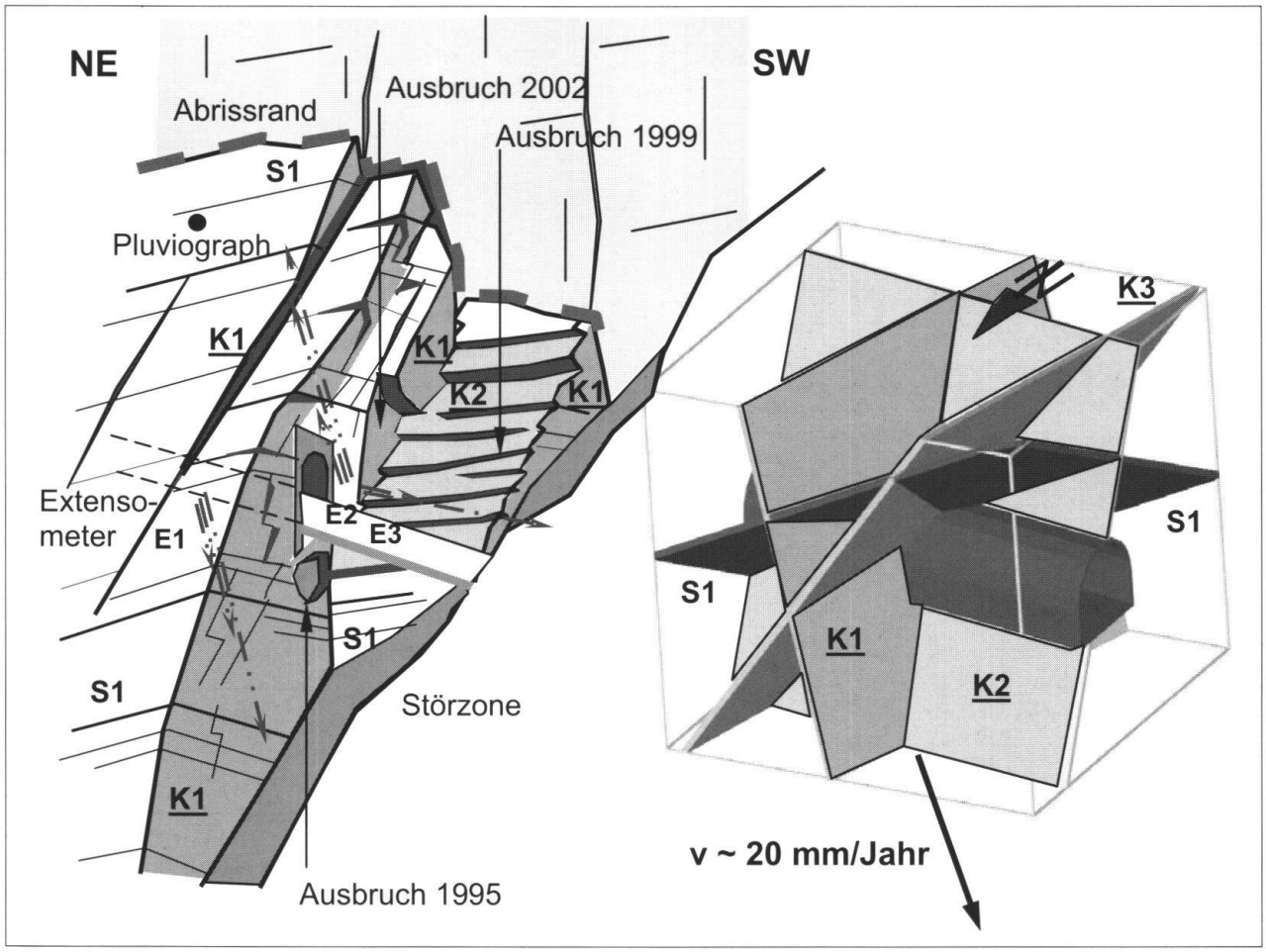

Fig. 4: Die Felsablösung erfolgt entlang K1 (überkippt), von S1 und den versetzten Gleitflächen K2 mit bis 65° Neigung.

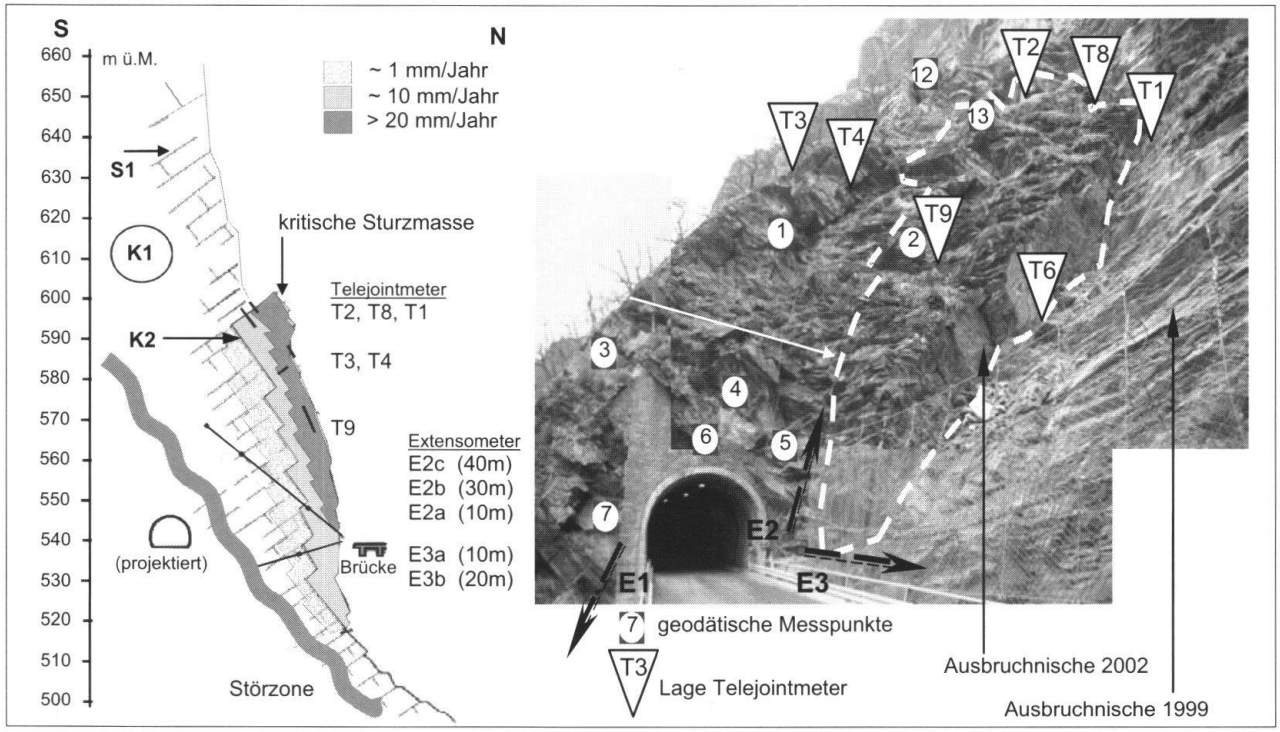

Fig. 5: Dank der Messanlage konnte in der Felsrippe eine kritische Sturzmasse von ~3'000 m^3 und in die Felstiefe Entfestigungszonen mit abnehmenden Verschiebungsraten erkannt werden.

Nach dem grossen Felssturz von 600 m³ wurden im Jahr 2001 die Hauptablösung von der festen Felswand und die fortschreitende Zerlegung der Felsrippe mit sieben Kluft und Spannungsrisse überbrückenden Verschiebungsmessgebern überwacht. Zur Erfassung der tiefgreifenden Felsentfestigung wurden zwei bis 40 m lange Dreifach- und ein Zweifachextensometer installiert. Letzteres wurde Richtung der 100 m hohen Felswand gebohrt, um für den geplanten Umfahrungstunnel die Lage der stabilen Felszone zu verifizieren. Im Stundentakt wurden mit einer Klimastation die Niederschlagsmenge und die Lufttemperatur gemessen und diese zusammen mit allen Verschiebungsmessdaten über Natel einer Fernabfrage zugeführt.

Trotz dieses Frühwarndienstes konnte der Felssturz von 2002 nicht vorhergesehen werden. Keiner der Messgeber erfuhr eine kurzfristige, übermässige Beschleunigung. Es zeigte sich einzig, dass 4 Tage vor dem Absturz der am Fuss der kritischen Sturzmasse über einen Spannungsriss angebrachte, bis dahin keine Verschiebungen zeigende Telejointmeter T7 einen Sprung von lediglich 0.2 mm ausführte. Damit wurde das extrem spröde Verhalten des Felsens manifest.
Da infolge der Felsabbrüche der Fuss der kritischen Sturzmasse immer kleiner wurde und demzufolge unter einer zunehmenden Spannungskonzentration stand, entschloss man sich eine Alarmorganisation mit Rotlichtanlage aufzubauen, welche ab Dezember 2002 in Betrieb kam. Im April 2003 legte man in das Steinschlagnetz eine Reissleine ein, versetzt zusätzliche Telejointmeter sowie in 2 m Tiefe ein Felsthermometer. Bei Überschreiten von definierten Schwellenwerten oder Unterbruch der Reissleine wurde der Verkehr durch eine automatisch geschaltete Rotlichtanlage angehalten. Bis 2004 erfolgten 10 Rotlichtalarme meist ausgelöst durch Stein- oder Blockschlag. Jeweils 30 Minuten nach der Alarmschaltung, nach der Beurteilung der Situation vor Ort und der Überprüfung der Messdaten, konnte der Verkehr wieder freigegeben werden. Im November 2003 erlitt ein Pickup durch einen Blocktreffer Totalschaden, Personen wurden glücklicherweise keine verletzt.

1.3 Ergebnis der Messdaten

Vorerst versuchte man anhand der Weg/Zeitdiagramme das Deformationsverhalten der Felsrippe zu verstehen. Dies als Voraussetzung, um überhaupt Schwellwerte definieren und ein angemessenes Risikomanagement aufbauen zu können. Nachdem ersichtlich war, dass die Deformationen jährlich stets zwischen September und März erfolgten, wurde mit einer Detailauswertung die Abhängigkeit zu den Klimadaten untersucht. Die Auswertung der Messdaten führt zu folgenden Erkenntnissen:

- Aufgrund der geodätischen Messungen ist seit 1995 eine zunehmende Deformationsbeschleunigung erkennbar, von der die kritische Sturzmasse am stärksten betroffen ist (Fig. 6).
- Die Extensometer zeigen erst ab November Deformationszunahmen. Auffällig sind die im Sommer stagnierenden oder im mm-Bereich gar rückläufigen Verschiebungen (Fig. 7).

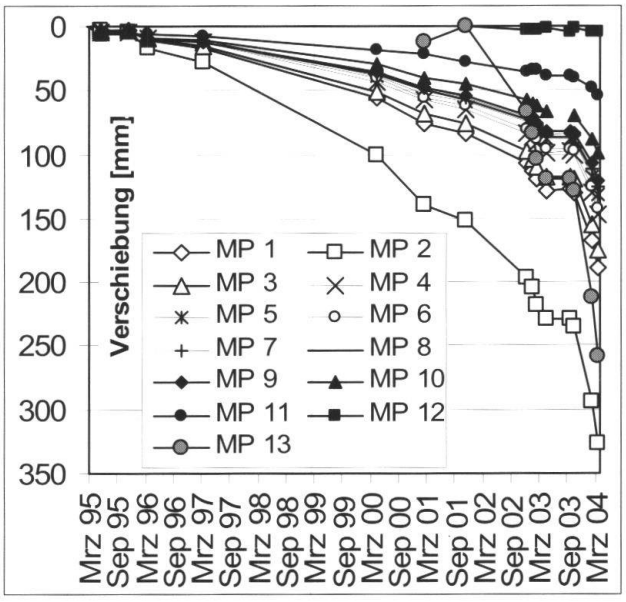

Fig. 6: Geodätische Messungen zeigen seit 1995 beschleunigte Zunahmen der Verschiebungen, mit den grössten Beträgen in der kritischen Sturzmasse.

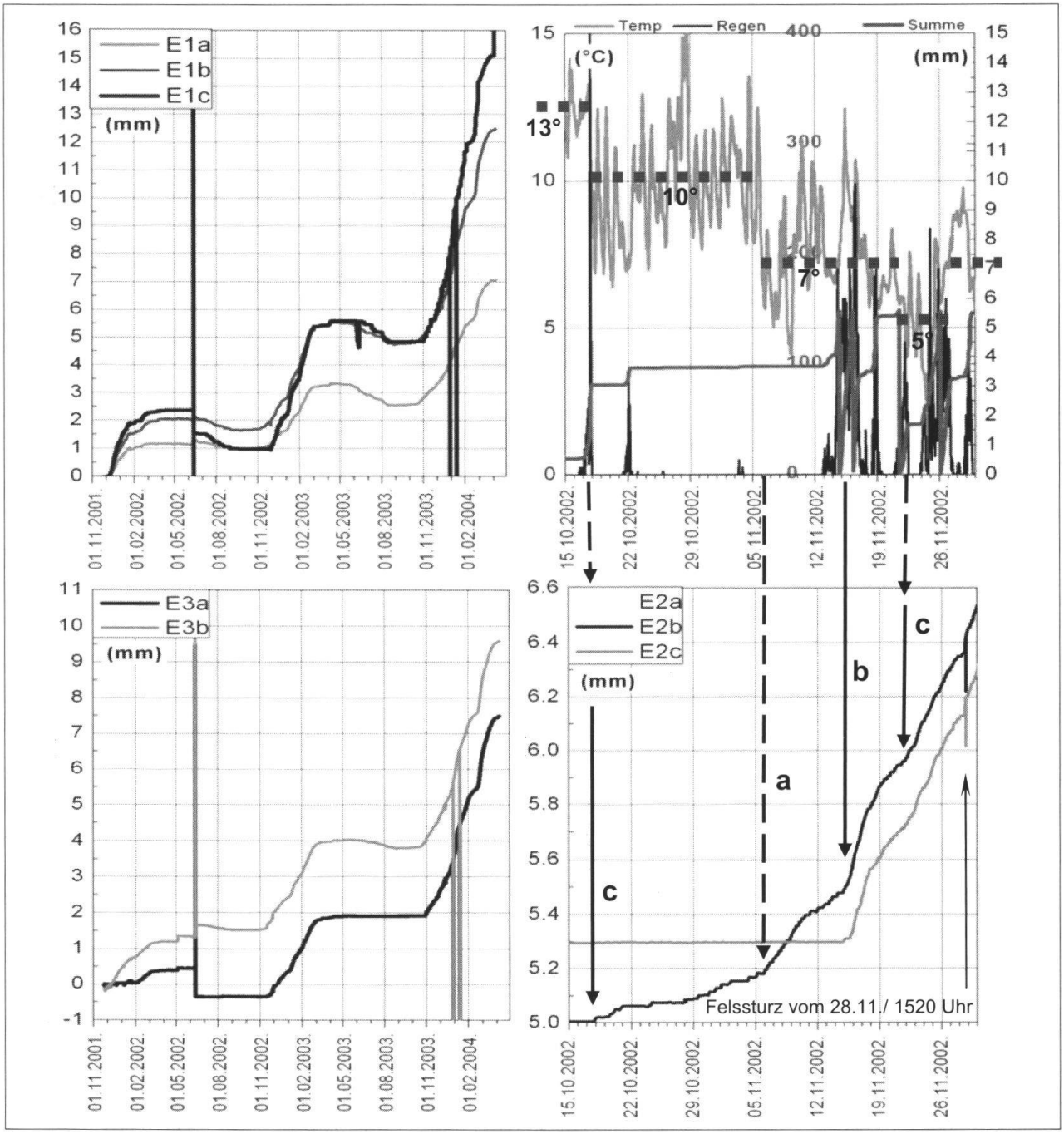

Fig. 7: Die Extensometer zeigen ab November zu- und im Sommer stagnierende bis leicht abnehmende Verschiebungen. Grössere Temperaturabsenkungen injizieren Verschiebungsschübe (a), starke Niederschläge bei gleicher Lufttemperatur ebenfalls (b), wie auch Überlagerungen von beiden (c).

- Die Herbstniederschläge bewirken einen Sturz der Lufttemperatur (2003 um 5–10°C), was die Felstemperatur in 2 m Tiefe zum Wendepunkt bringt. Dies erweist sich für die Felsentfestigung als das kritische Ereignis, indem von da weg die Verschiebungen einsetzen (Fig. 8). An der Felsoberfläche beginnen sie bei Luft- und Felstemperaturen von <10°C bzw. 15°C (Telejointmeter).
- Starkniederschläge im Frühjahr vermögen die Deformationen kaum, im Herbst dagegen stark zu beeinflussen (Fig. 8). Ein Vergleich mit den Messungen von 2002 bestätigt, dass hohe und lang anhaltende Niederschläge im Sommer keine nennenswerten Deformationen zu bewirken vermögen (Fig. 11).

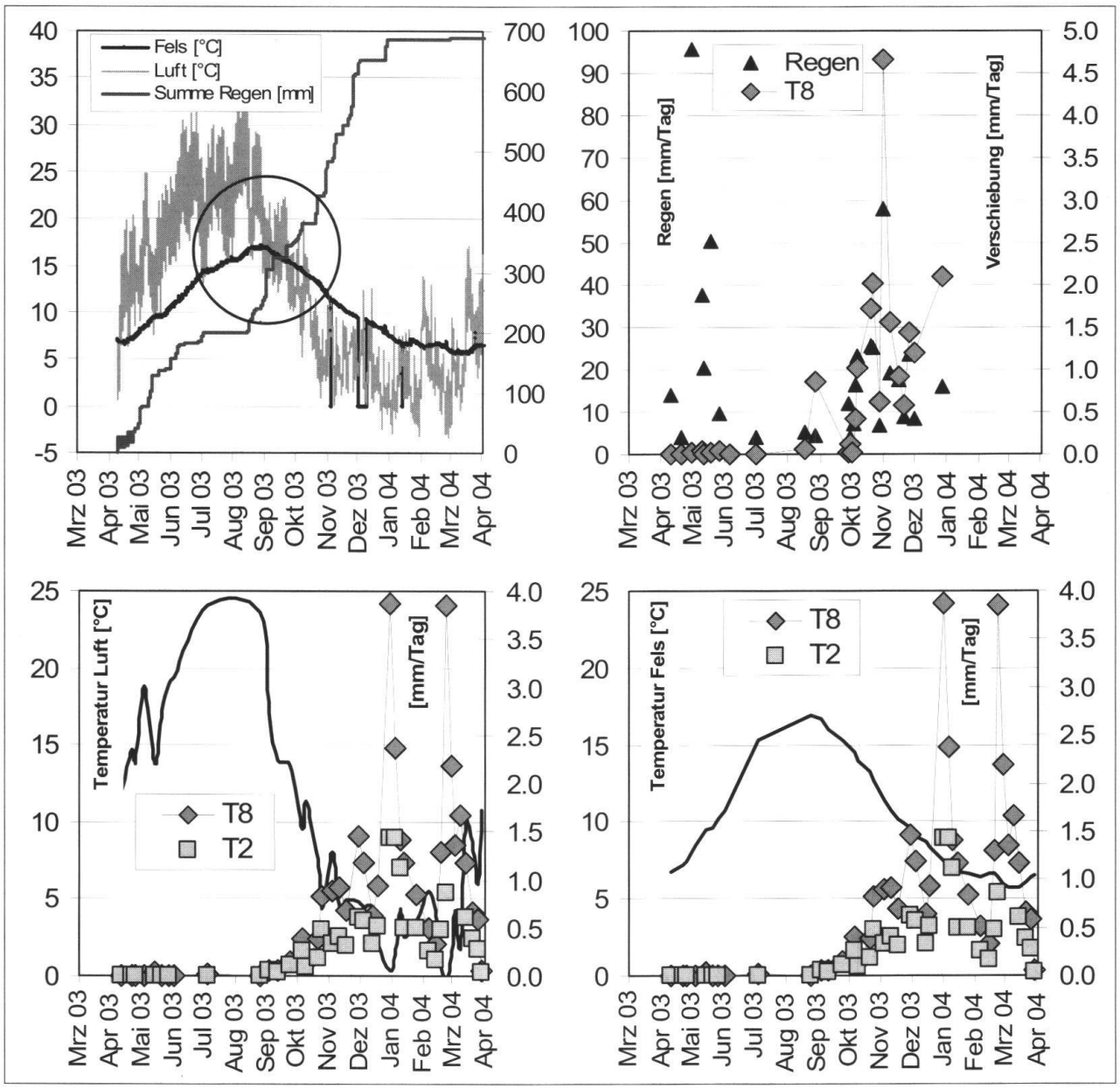

Fig. 8: Die Septemberniederschläge bewirken einen Temperatursturz von 5–10°C, was die bis dahin steigende Felstemperatur zum Wendepunkt bringt (oben links). Nur die Herbstniederschläge vermögen ab September Verschiebungen auszulösen (Telejointmeter), jene im Frühjahr/Sommer nicht (oben rechts, Darstellung nur der Regenperioden). Die Darstellung nur der Trockenperioden zeigt ab September die rein temperaturabhängigen Verschiebungsraten (unten). Sie nehmen schlagartig ab, sobald die Felstemperatur wieder ansteigt.

– Betrachtet man in einer Verschiebungsperiode nur die Abschnitte ohne Regenfälle, so sind mit sinkender Temperatur exponentielle Deformationen erkennbar (Fig. 9). Unter mittleren Lufttemperaturen von 5°C und Felstemperaturen in 2 m Tiefe <10°C werden bereits Verschiebungsraten von ~1 mm/Tag erreicht (Telejointmeter T8). In der Periode 03/04 waren die Verschiebungsbeträge fast doppelt so hoch wie in der Periode 02/03 (Fig. 7). Dabei dauerte die Kälteperiode mit Lufttemperaturen <5°C um $^2/_3$ länger als in der Periode 02/03.

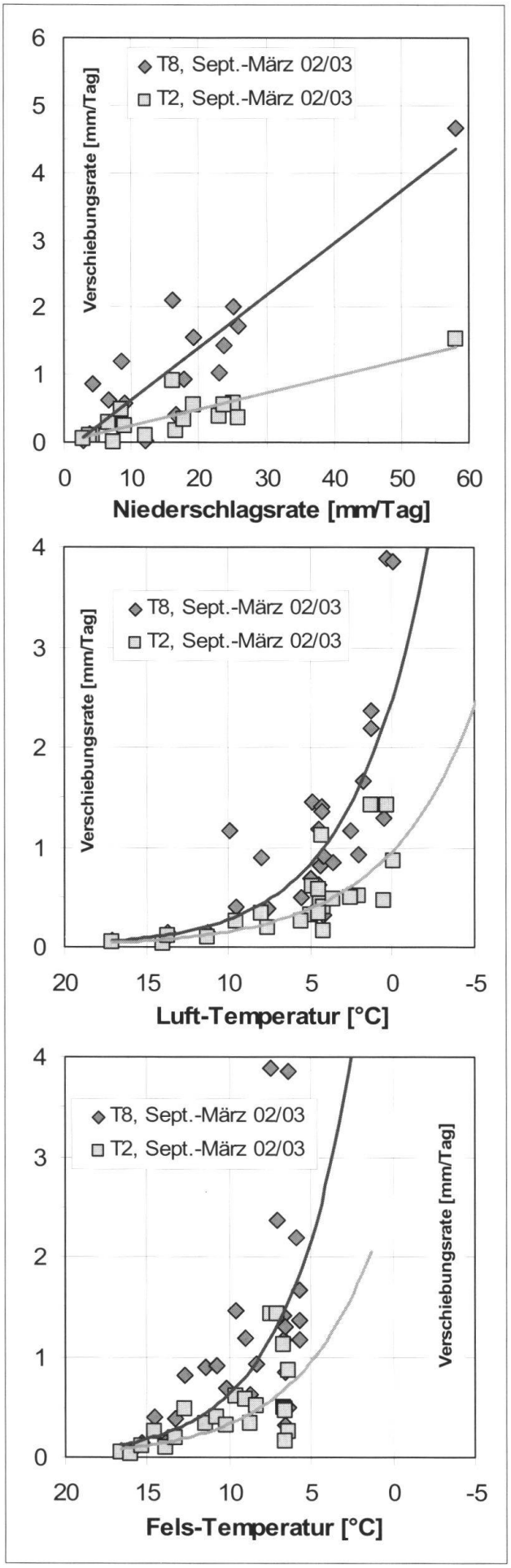

Fig. 9:
Der Einfluss der Niederschläge auf die Verschiebungen ist eher linear. Jener der Temperatur verläuft exponentiell (oben nur Regen-, Mitte und unten nur Trockenperioden dargestellt).

- Die temperaturabhängigen Deformationen stagnieren im März nach Überschreiten des jährlichen Felstemperaturminimums von 5–7°C. In Tiefen von nur noch geringen Felstemperaturschwankungen treten keine Verschiebungen mehr auf, was beim vorliegenden Objekt in Tiefen von ~10 m erreicht ist (Fig. 10).
- Die Tagesschwankungen der Lufttemperatur haben keinen erkennbaren Einfluss auf den Deformationsverlauf.
- Das Fokussieren auf die Regenperioden zeigt bei einer erheblichen Datenstreuung eine eher lineare Abhängigkeit von Niederschlags- und Deformationsrate (Fig. 9). Dabei zeigen verschiedene Messgeber – wahrscheinlich aufgrund ihrer unterschiedlichen geometrischen Lage zur Hauptbewegungsrichtung – bei gleichen Niederschlags- unterschiedliche Verschiebungsraten.
- Niederschläge haben nur kurzfristig die grösseren Auswirkungen auf die Verschiebungsraten als die Temperaturänderungen (Fig. 7). Da die winterlichen Kälteperioden meist arm an Regen sind, liegen die Anteile der niederschlags- und temperaturbedingten Verschiebungsbeträge einer Herbst/Winter-Periode in der gleichen Grössenordnung.
- Die Deformationsschübe setzen ab Herbst mit geringer Verzögerung von 1–2 Stunden nach Niederschlagsbeginn ein und können noch über Tage nach Niederschlagsende anhalten.

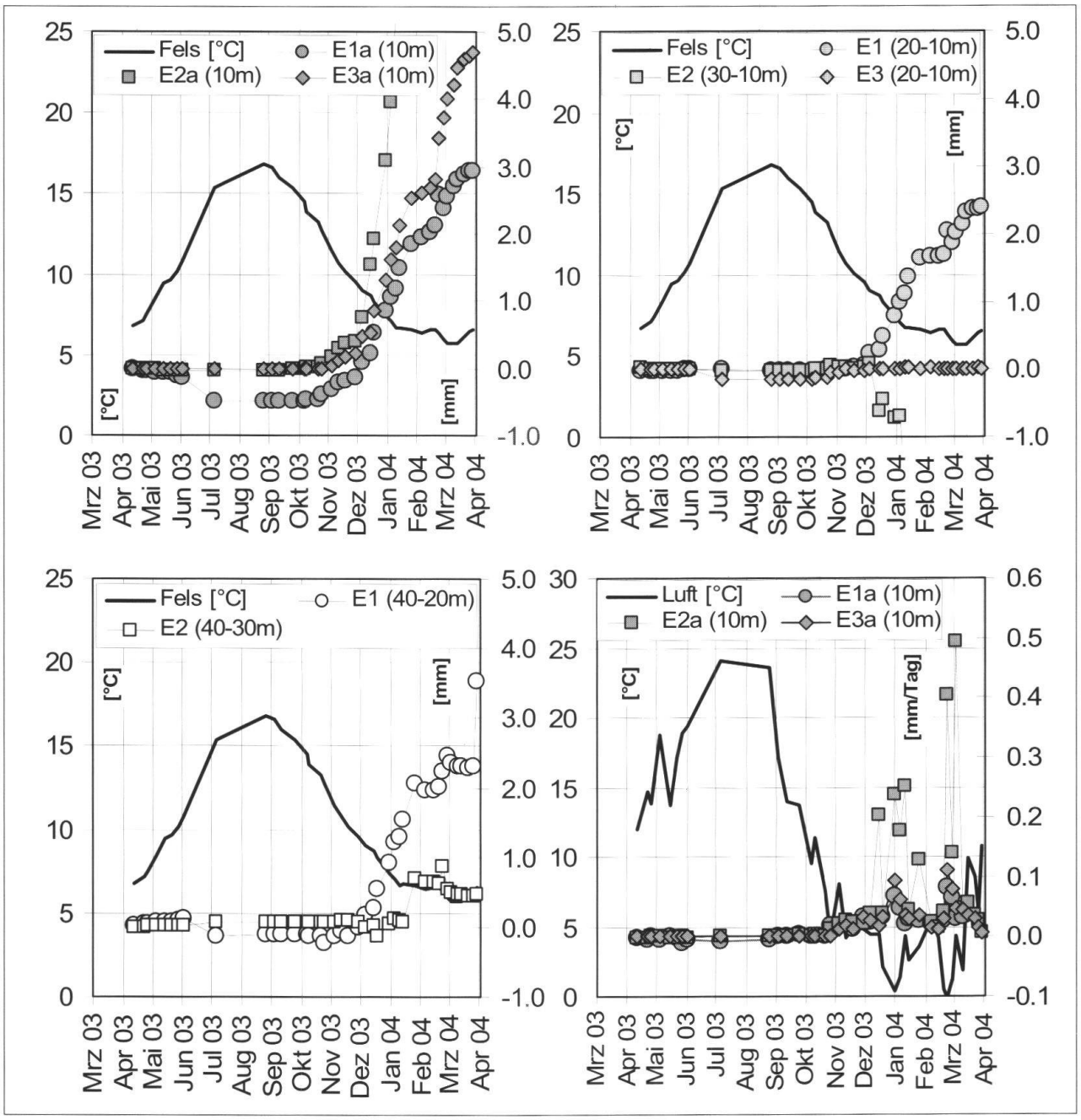

Fig. 10: Die Extensometer zeigen nur bis in Felstiefen von ~10 m temperaturabhängige Verschiebungen (Oben, unten links). Da das Extensometer E1 vom Tunnelinneren Richtung Felsoberfläche versetzt wurde, zeigt es auch in den längeren Teilstrecken Deformationen. Bei mittleren Tageslufttemperaturen unter 5°C erfolgt eine starke Zunahme der Verschiebungsraten (unten rechts).

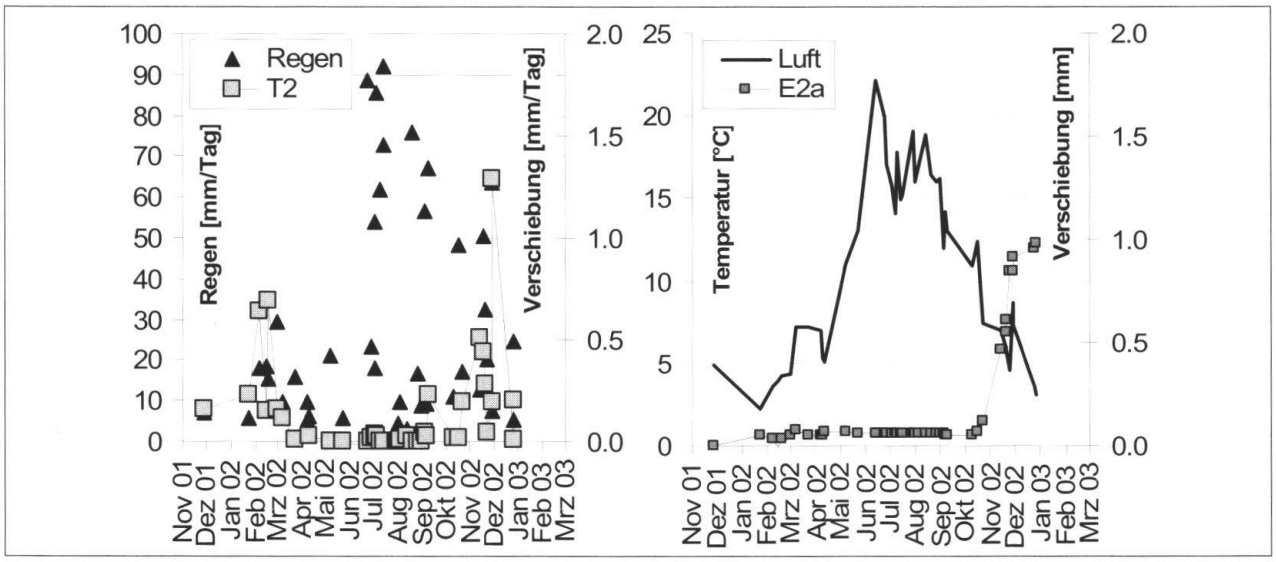

Fig. 11: Auch in der Periode 01/03 bewirkten die Sommerniederschläge keine Verschiebungen. Verglichen zu den Telejointmetern an der Felsoberfläche setzten die Verschiebungen in 10 m Tiefe rund 1 Monat später ein (Extensometer E2a).

2 Dynamisches Entfestigungsmodell

Die Messdatenauswertung zeigt überwiegend plausible aber auch wenig verständliche Ergebnisse. So stellt sich die Frage, weshalb haben grosse Niederschlagsmengen im Frühjahr und Sommer keinen Einfluss auf die Verschiebungen? Oder wie können die rückläufigen Verschiebungen der Extensometer erklärt werden? Aufgrund der Untersuchungen lassen sich zwei, aus geologischer Sicht dynamische Entfestigungsmodelle ableiten.

2.1 Spannungsumlagerungen und Kluftwasserdruck

In der zerlegten, kritischen Sturzmasse des Val d'Infern aber auch in der gesamten Felsrippe treten kommunizierende Klüfte auf, die den Aufbau von Kluftwasserdruck ermöglichen. Die Zweiglimmer- und Biotitgneise zeigen ein deutliches Sprödbruchverhalten. Senkrechte und als Fiederklüfte die Gneisbankung durchtrennende Spannungsrisse sind klare Hinweise für felsmechanische Spannungsumlagerungen, welche von der basalen Störzone aufsteigen. Dieses Modell wird durch die Tatsache gestützt, dass das ausserhalb der vorspringenden Felsrippe Richtung feste Felswand versetzte Extensometer E3 ebenfalls Verschiebungen von ~5 mm/Jahr anzeigt (Fig. 7).

Der massgebende Entfestigungsprozess umfasst das Öffnen von Klüften für die Wasserwegsamkeit durch felsmechanisch bedingte Spannungsrissbildung, durch Brechen von Gesteinsbrücken und damit verbundenem Kohäsionsabbau. Dadurch steigt bei Niederschlag die Kluftwassersäule bzw. der hydrostatische Kluftwasserdruck, was als überlagernde Beanspruchung die Neubildung von Spannungsrissen verursacht (Fig. 12; Eberhardt et. al. 2001). Diese kumulierenden, langsam fortschreitenden Prozesse bewirkten über Jahrzehnte im Kopfbereich der kritischen Sturzmasse einen fast vollständigen Abbau der Kohäsion, bis fast nur noch lose Felstürme auf dem noch kohäsiven Wandfuss stehen. Im Ablösebereich sind daher die grössten Verschiebungsbeträge zu messen (Telejointmeter T8: Sept. 2003 bis März 2004 >200 mm!). Der Fuss der Sturzmasse erfährt eine Zunahme der Spannungskonzentration, womit das Gestein überbeansprucht wird. Dies erhöht die Absturzgefährdung massiv. Aufgrund dieser Überlegungen stehen wir bei der kritischen Sturzmasse von ~3'000 m^3 voraussichtlich kurz vor einem grösseren Sturzereignis. Ob «kurz» hier Monate oder 1–2 Jahre bedeutet bleibt ungewiss.

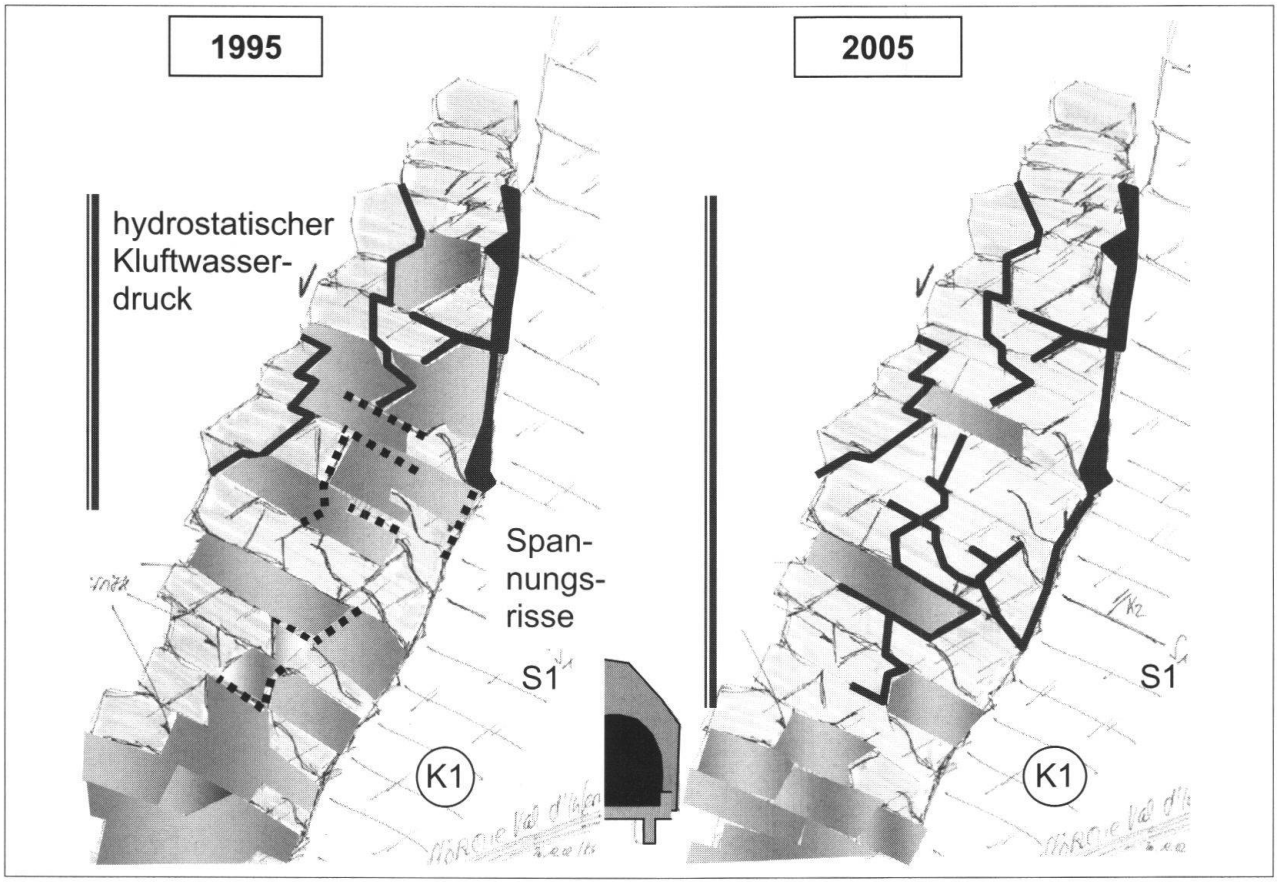

Fig. 12: Schnitt durch die kritische Sturzmasse mit Entfestigungsmodell. Spannungsumlagerungen führen über Jahrzehnte zu Spannungsrissen, zur Öffnung von Kluftwasserwegen, zur Zunahme des hydrostatischen Kluftwasserdrucks, zum Abbau der Kohäsion und zu Gesteinszonen erhöhter Spannungszustände (dargestellt als «undulierende» Zonen).

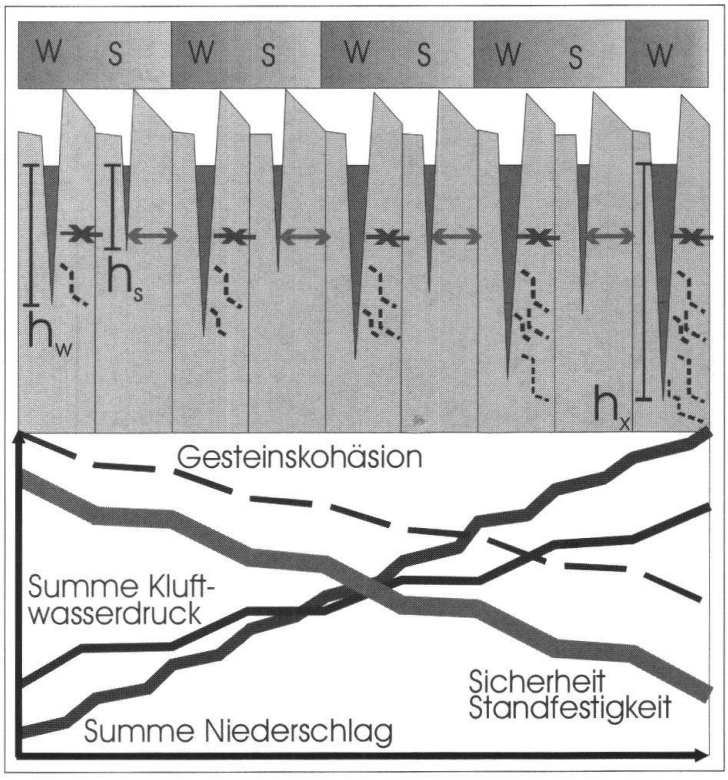

Fig. 13:
Dynamisches Modell der jahreszeitlichen Expansion und Kontraktion derselben Kluft (W: Winter, S: Sommer). Durch zunehmende Kluftöffnung wird im Herbst/Winter ein kritischer Kluftwasserdruck erreicht, im Gestein Spannungsbrüche erzeugt, die Kohäsion abgebaut, durch die jährliche Zunahme der Klufttiefen der Kluftwasserdruck gesteigert (h_x), und die Standsicherheit abgebaut.

2.2 Temperaturwechsel und Kluftwasserdruck

Der periodisch wiederkehrende Bewegungsschub im Herbst ist primär temperaturbedingt und erfolgt aufgrund der Gesteinskontraktion nach Überschreiten des Felstemperaturmaximums (Fig. 8). Das unterschiedliche, niederschlagsbedingte Deformationsverhalten im Sommer und Herbst kann ebenfalls mit den jahreszeitlichen Temperaturänderungen erklärt werden. In einem spröden Gebirgstyp, wo tektonische Biegebeanspruchungen einen hohen Kluftdurchtrennungsgrad verursachen, führt dies zu jährlich variierenden Kluftöffnungsweiten sowie Klufttiefen (Krähenbühl 2004, Fig. 13).

Die Zugspannungen der Gesteinskontraktion wirken sich auf die schwächsten Zonen im Gebirge, die Klüfte, am stärksten aus. Diese erfahren ab Herbst eine in die Tiefe abtauchende Öffnung und erreichen an der Basis Haarrissbreite (h_w). Bei Niederschlägen entstehen dadurch maximale Wassersäulen, was für das Gebirge kritische, hydrostatische Wasserdruckverhältnisse verursacht (10 kN/m' Wassersäule, Horizontaldruck). Die Gesteinsausdehnung im Frühjahr beendet den temperaturabhängigen Deformationsschub schlagartig nach Durchschreiten des Felstemperaturminimums (Fig. 8). Die Klüfte werden im unteren Teil geschlossen, was bei Regen reduzierte Kluftwassersäulen bewirkt. Diese sind für das Gebirge offenbar nicht mehr kritisch und vermögen keine Verschiebungen mehr auszulösen (h_s). Im Sommer rückläufige Extensometermessungen bestätigen dieses dynamische Temperatur/Kluftwasser Entfestigungsmodell. Die Gesteinsexpansion bewirkt zudem Zwängungen, was Felsbereiche mit hohem Durchtrennungsgrad wieder versteift.

Diese dynamische Ermüdung führt in spröden Gesteinen zu einer wachsenden Mikorissbildung, zum Bruch von Gesteinsbrücken und zu kontinuierlichem Kohäsionsabbau. Dieser Prozess greift nur so weit in die Tiefe des Gebirges bis die Temperaturschwankungen so klein sind, dass nur noch geringe Zugspannungen im Gestein auftreten. In den Gneisen des Val d'Infern konnten mit den Extensometern temperaturabhängige Deformationen bis ~10 m Tiefe festgestellt werden (Fig. 10). In einem spröden Gebirgstyp können sich daher entlang steiler Felsflanken über Jahrzehnte Felsmassen von mehreren tausend m^3 entfestigen, bis sie eine minimale Standsicherheit erreichen. Dann genügt ein zufälliger Auslöseprozess, wie eine Frostperiode, ein durch Starkregen injizierter Kluftwasserdruck, ein Erdbeben, etc., um den Absturz auszulösen.

3 Modellbestätigung an weitere Objekten

Auf den ersten Blick erscheint es schwer vorstellbar, dass in starren Festkörpern von grosser Masse – wie z.B. kristalline Gebirgskomplexe – rezent und ohne tektonische Einwirkungen sich Klüfte jahreszeitlich bedingt öffnen und schliessen, auch wenn dies nur im mm-Bereich erfolgt. Zudem herrscht oft die durchaus plausible Meinung vor, dass Kluftwasser in einer oberflächennahen, starken Felszerlegung abfliessen kann und kaum aufgestaut wird. Anhand vergleichbarer Objekte bestätigt sich jedoch dieses dynamische Entfestigungsmodell.

Fig. 14: Felssturz vom 4. April 2001 an der Nationalstrasse bei Mesocco.

3.1 Felssturz Mesocco

Auf einem Plateau in Mesocco mit prähistorischen Gräbern öffneten sich 1994 etwa 10 m hinter einer 30–60 m hohen Felswand klaffende Risse in der Humusschicht. In den Folgejahren wurden geologische Aufnahmen gemacht und geodätische Kontrollmessungen durchgeführt, wobei Felsverschiebungen von 20 mm/Jahr beobachtet wurden. Als die Grösse des instabilen Felskörpers bekannt schien, wurden 1998 vorgespannte Anker versetzt. Es drohten etwa 100 m³ Fels aus ~10 m Höhe auf die am Fuss der Felswand als Galerie überdachte Brücke der Nationalstrasse zu stürzen (Fig. 14).

Die grob gebankten, metamorphen Kalkschiefer der Misoxerzone verfügten über ein Klufttrennflächensystem, welches Verschiebungen in Richtung der Galerieachse zuliess (Fig. 15). Wie sich später herausstellte, war die destabilisierte Felsmasse erheblich grösser als angenommen, was eine progressive Zunahme der Ankerkräfte zur Folge hatte und im Dezember 2000 ein Ablassen derselben erforderte. Am 4. April 2001 erfolge nach rapidem Kräftezuwachs auf die Anker ein Felsabbruch von ~8'000 m³ (Fig. 14). Erwartungsgemäss stürzte nur ein kleiner Teil von ~200 m³ auf das Galeriedach. Glücklicherweise kamen keine Menschen zu Schaden und jener am Bauwerk blieb relativ bescheiden. Wie die geologische Aufarbeitung ergab, knickte der nach unten verjüngte Fuss der Sturzmasse im Bereich der Moesa aus, was den Felssturz verursachte.

Das in dem metamorphen, spröden Gebirgstyp festgestellte Deformationsverhalten ist vergleichbar mit jenem im Val d'Infern. Aufgrund der Verschiebungsmessungen war erkennbar, dass stets ab Herbst die Deformationen ein- und ab Frühjahr wieder nahezu aussetzten (Rissmonitore). Da zum Zeitpunkt beginnender Deformationen die Lufttemperaturen noch deutlich über 0°C waren und grössere Bewegungsschübe meist nach Niederschlägen erfolgten, wurde damals nicht Frost sondern Kluftwasser als treibende Kraft angenommen.

Die mit Messdosen bestückten Anker zeigten jährlich ab September periodisch zunehmende und ab Frühjahr nahezu stagnierende Ankerkräfte, was mit dem gemessenen Deformationsverhalten korrelierte. Auch an diesem Objekt vermochten nur die Herbstniederschläge, kaum aber jene des Frühjahrs und Sommers einen Kräftezuwachs auszulösen (Fig. 16). Die Kräftezunahme zwischen September und März korrelierte mit dem Niederschlagszuwachs, gemessen in der Messstation San Bernardino. Eine Verdoppelung der Niederschläge von ~530 mm in der

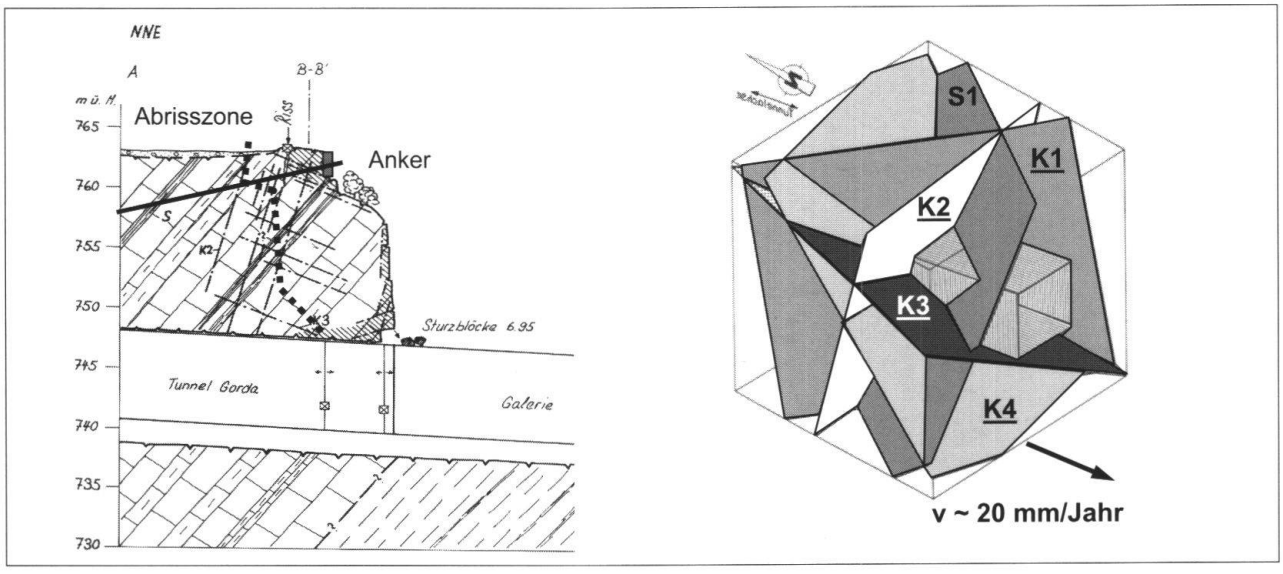

Fig. 15: Schnitt durch die Tunnelachse mit der Abrisszone. Die Felstrennflächen im Blockdiagramm zeigen die Felsablösung entlang der K2/K1 Klüfte und der Gleitfläche K4 mit 50° Neigung Richtung Süd.

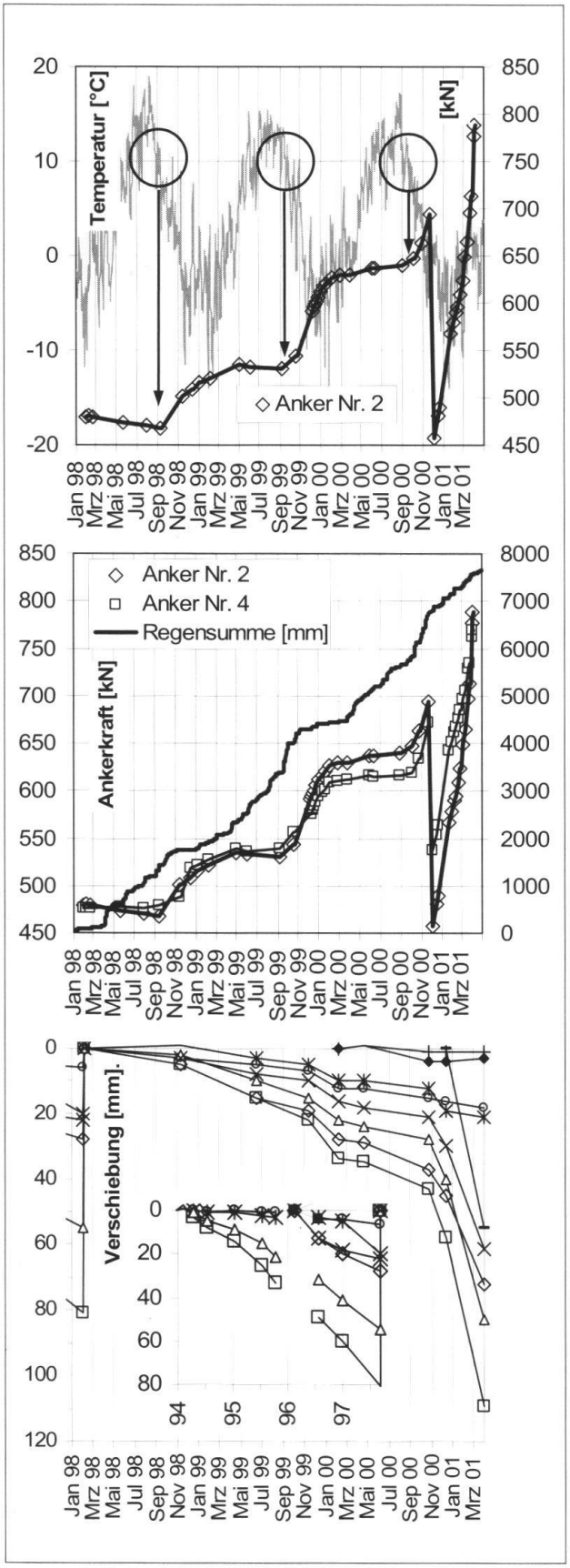

Fig. 16: Sinkt die Lufttemperatur im September unter 10°C beginnen die Ankerkräfte zu steigen (Messstation San Bernardino). Sie stagnieren ab März wieder. Verschiebungsverlauf bis zum Felssturz vom 4.04.01 (unten, Geodäsie).

Periode Herbst/Winter 98/99 auf ~1070 mm in jener 99/00 brachte nahezu eine Verdoppelung der Ankerkraftzunahmen von ~50 kN auf ~90 kN. Die überproportionale Ankerkraftzunahme der Folgeperiode 00/01 auf ~200 kN bei ~1500 mm Niederschlag ist zusätzlich auf den durch das Ablassen der Ankerkräfte initiierten Bewegungsschub der mobilisierten Felsmasse zurückzuführen. Da man weder die Klimadaten erfasst noch den Felstemperaturverlauf am Objekt gemessen hatte, wurde der Einfluss der Temperatur auf den Entfestigungsprozess nicht erkannt. Es zeigt sich heute, dass die ab September steigenden Ankerkräfte mit einem Abfall der mittleren Lufttemperatur unter 10°C einsetzten.

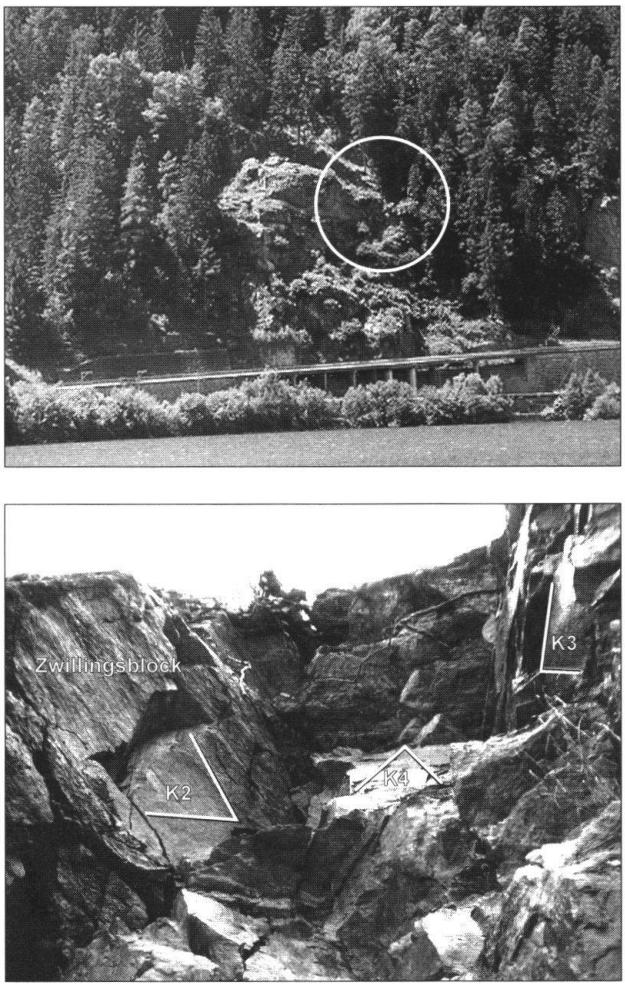

Fig. 17: Felssackungsmasse mit Ausbruchnische von 1998 (Kreis), wo ein Felssturz von 20 m^3 aus 30 m Höhe die Ponte Scalascia VI beschädigte. Die Ausbruchnische zeigt eine hohe Felszerlegung (unten).

3.2 Felssturz Lago di Poschiavo

Aufgrund der besonderen Felstrennflächenlage ist die ganze Westflanke des Lago di Poschiavo seit Jahrzehnten bekannt für kontinuierliche Felsentfestigungen und periodische Sturzaktivitäten. Eine detaillierte Studie über die geologische Gefahrensituation erhob Fraefel 2002. Der schmale, steile Uferstreifen erforderte bei den gebündelten Verkehrsträgern Strasse und Schiene den Bau vieler Kunstbauten. Damit entstand für Felssturz ein hohes Schadenpotential. Am Südende des Sees beschädigte 1998 ein Felssturz von lediglich 20 m³ Gestein aus 30 m Fallhöhe die Ponte Scalascia VI derart, dass sie statisch verstärkt werden musste (Fig. 17).

Detaillierte geologische Untersuchungen und Ergebnisse von versetzten Telejointmetern brachten in 30 m Höhe eine instabile Felsmasse von 400 m³ und damit ein für die Brücke kritisches Gefahrenpotential zu Tage. Im ungünstigsten Fall musste gar mit Sturzmassen von 6'000–10'000 m³ gerechnet werden. Im Ereignisfall wären damit alle Verkehrsträger von Süden ins Puschlav für Monate unterbrochen. Es folgten 1999 verschiedene Risikoanalysen, bauliche Massnahmenevaluationen, zusätzliche Instrumentierungen mit Extensometern und das Etablieren eines Frühwarn- und Alarmdispositivs. Im Jahr 2000 erfolgte als chirurgischer Eingriff ohne Sprengarbeiten der heikle Abtrag des 400 m³ grossen, labilen Zwillingsblocks und verschiedene Ankerarbeiten (Krähenbühl 2001).

Anhand der neuen Aufschlüsse und der Ankerbohraufnahmen konnte von der Felswand ein detailliertes Befundprofil erstellt werden. Die Gneise der Felssackungsmasse bilden eine vollständig zerlegte, von aussen her kompakt erscheinende Felswand von 5–7 m Stärke. Dahinter folgt ein wirres Blockhauffwerk mit bis mehrere Meter breiten Klüften und Höhlen. Die in der Tiefe folgende Felswand ist ebenfalls von offenen Talklüften durchsetzt. Durch Felsgleiten stottern die entlang der Talklüftung sowie der senkrecht dazu stehenden Trennflächen abgelösten Kluftkörper auf Gleitflächen von 40–50° Neigung über Jahrzehnte talwärts (Fig. 18). Angesichts des extrem hohen Zerlegungsgrads und den grossen Kluftöffnungsweiten waren sich alle am Objekt beteiligten Geologen darüber einig, dass Kluftwasser abfliesst und sich kein massgebender Staudruck aufzubauen vermag. Das Monitoring zeigte jedoch, dass im Herbst mit einem Verzug von ~$^1/_2$ Tag nach Niederschlägen Verschiebungen im $^1/_{10}$ mm bis 1 mm Bereich auftraten.

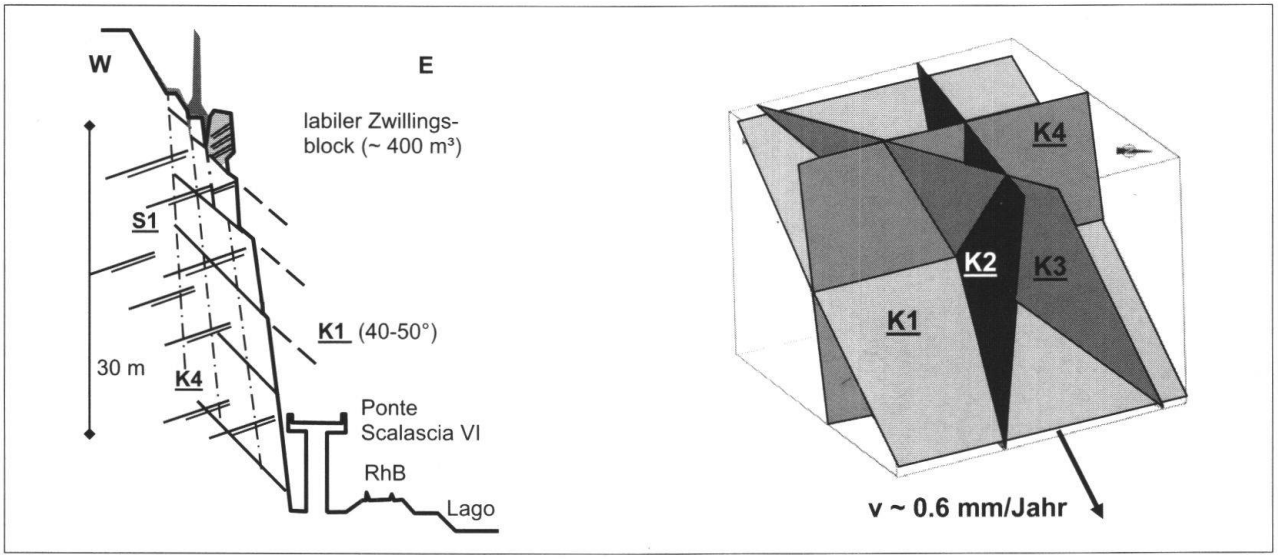

Fig. 18: Lage der Felstrennflächen im Schnitt und im Blockdiagramm. Die Felsentfestigung erfolgt durch Ablösung entlang der K4, K2 und K3 Klüfte und der Gleitfläche K1 mit 40–50° Neigung.

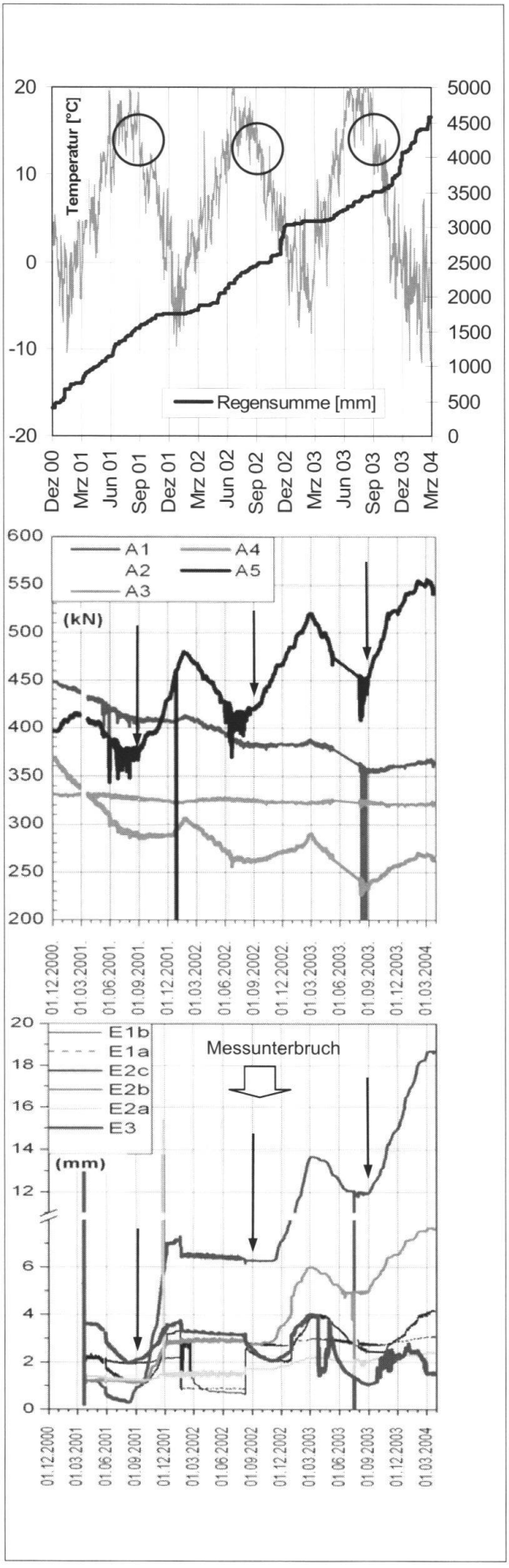

Fig. 19:
Der Beginn der Ankerkraftzunahme ab September ist primär temperatur- und nicht niederschlagsabhängig (Messstation Robbia, oben). Die Ankerkräfte (Mitte) schwanken mit dem Jahrestemperaturverlauf und die Extensometer zeigen eine ähnliche Zyklizität (unten).

Die im Zweistundentakt automatisch gemessenen, bis 30 m langen Mehrfachextensometer zeigen zwischen September und März Verschiebungen >5 mm. Im Sommerhalbjahr sind sie leicht rückläufig, wie jene im Val d'Infern. Einige Ankerkräfte widerspiegeln diesen periodischen, saisonalen Trend. Unabhängig davon, ob die Ankerkräfte über die Jahre hinweg abnehmende oder zunehmende Tendenzen zeigen, weisen sie von September bis März schwingungsähnliche Kräftezunahmen bis 20% und zwischen März und September entsprechende Abnahmen auf (Fig. 19). Gleich wie in Mesocco setzen im ebenfalls spröden Gebirgstyp die Felsdeformationen und Ankerkraftzunahmen primär aufgrund des Temperaturabfalls und nicht von Niederschlagszunahmen ein.

4 Folgerungen

Das aufgrund der Verschiebungsmessungen, der Klimadaten und des Felstemperaturverlaufs im Val d'Infern für spröde Gebirgstypen abgeleitete, dynamische Temperatur/Kluftwasser Entfestigungsmodell bestätigt sich an den zwei vergleichbaren Objekten in Mesocco und am Lago di Poschiavo. Bei Letzteren korreliert der saisonale Verlauf der Deformationen mit jenem der Ankerkräfte. Verschiebungs- und Ankerkraftzunahme setzen bei Unterschreiten der mittleren Tageslufttemperatur von ~10°C ein. Vergleichbare Messungen im duktilen Gebirgstyp zeigen ein vollständig anderes Deformationsverhalten, auf das in dieser Arbeit nicht eingegangen werden kann.

Primär bewirken die jährlichen Temperaturwechsel die oberflächennahe Gebirgsent-

festigung (Ermüdung). Dieser dynamische Prozess wird sekundär durch Kluftwasserdruck verstärkt (Rissbildung). Der maximale Kluftwasserdruck bildet sich temperaturbedingt jeweils in der Herbst/Winter-Periode, wenn die Klüfte am weitesten geöffnet sind. Zwischen September und April besteht in spröden Gebirgstypen daher das grösste Felssturzrisiko, was die Ereignisse im Val d'Infern nachdrücklich bestätigen.

Bis in Felstiefen von 10 m bewirken temperaturabhängige Spannungsänderungen blasbalgähnliche Kluftbewegungen im mm- bis cm-Bereich, die zu einer dynamischen Gesteinsermüdung führen. Mit sinkender Felstemperatur steigen die Deformationsraten exponentiell. Niederschlagsabhängiger Kluftwasserdruck verursacht bei maximalen Kluftöffnungsweiten starke Deformationsschübe. Diese überlagernden Prozesse bewirken einen Kohäsionsabbau und die Reduktion der Standsicherheit. Die für Felssturz ungünstigsten Verhältnisse sind mittlere Tagestemperaturen <5°C und starke Niederschläge.

In Felstiefen >10 m sind keine temperaturabhängigen Entfestigungseinflüsse mehr erkennbar. Kluftwasserdruck wirkt hier nur noch als einer von vielen Auslöseprozessen in Verhältnissen von sehr bescheidener Stabilitätsreserve. Oder er wird als überlagernde Einwirkung von felsmechanisch bedingten Entfestigungsprozessen massgebend (Spannungsumlagerungen). Bei kritischen Stabilitätsverhältnissen treten Ereignisse zufällig und unabhängig von der Jahreszeit auf. In solchen Fällen ist eine Frühwarnung nicht mehr möglich.

Die Analyse und das Verstehen der Entfestigungsprozesse im spröden Gebirgstyp zeigen, dass eine Klimaerwärmung mit Auswirkungen von steigenden Temperaturen und heftigen Niederschlägen auf diese oberflächennahen Prozesse kaum einen wesentlichen Einfluss haben können. Bei Auslöseprozessen von Felssturz spielen Starkniederschläge dagegen eine bedeutende Rolle. Hier kann die Klimaerwärmung kurz bis mittelfristig zu einer Zunahme von Ereignissen führen. Dies so lange, bis die heute kritischen Felsinstabilitäten in den Alpen abgeräumt sind. Dann ist das relative Gleichgewicht wieder eingestellt. Da die Klimaerwärmung ein langsamer Prozess ist, wird diese Ereigniszunahme kaum spürbar sein. Innerhalb der geologischen Entwicklungsdynamik kann somit für den Prozess Felssturz nicht von ausserordentlichen Verhältnissen gesprochen werden.

Literatur

Eberhardt, E., Willenberg, H., Loew, S., Maurer, H.R. 2001: Active rockslides in Switzerland – Uderstanding mechanisms and processes. In: UEF International Conference of Landslides-Causes, Impacts and Countermeasures, 25–34. Verlag Glückauf GmbH Essen.

Fraefel, M. 2002: Geologische und ingenieurgeologische Untersuchungen am Lago di Poschiavo. Diplomarbeit Geol. Inst. ETH Zürich.

Krähenbühl, R. 2001: Frühwarndienst in einem 1400 km langen Strassennetz. Mitt. Schweiz. Ges. f. Boden- und Felsmechanik, 143: 66–71.

Krähenbühl, R. 2004: Gebirgswasser und Deformationen. 4. Kolloquium Bauen in Boden und Fels, Tagungshandbuch: 241–246. Technische Akademie Esslingen, Ostfildern