

## **Exkursion E4 – Steinberg am Rofan, Isar- und Ristal Freitag, 23. 09. 2011**

### **Vormittag: Grundache, Steinberg am Rofan; Sylvensteinspeicher (E4a und E4b)**

Thema: Ablagerungs- und Flussgeschichte während des späten Quartärs im Bereich nördlich des Rofan, Steinberg am Rofan.

Fahrt mit Bussen nach Steinberg am Rofan und in die Schlucht der Grundache.

- 1. Stopp:** Südende Tunnel mit verstopften alten Klammabschnitten und Zerschneidung des Wettersteinkalkes durch die Grundache.
- 2. Stopp:** Einmündung Schauertalbach mit Blick auf tief eingeschnittenen Wasserfall der Grundache.
- 3. Stopp:** Weiter aufwärts die Grundache-Klamm, Blick von unten auf den großen Aufschluss mit lakustrinen Silten und Delta-Foresets der Vorstoßphase.
- 4. und 5. Stopp:** Begehung der Grundache-Klamm, „alte Klebekonglomerate“ an Klammwänden; Begehung eines Wildbachbodens einer großen „Trockenen Klamm“ bis zur Kante des ehemaligen Wasserfalls. Diskussion über Bildung und Alter von tiefen V-Tälern und Klammern und lokale Sedimentationsdynamik in einem Eisstausee im Zuge der Eisaufbauphase. Spät- bis postglaziales Wiedereinschneiden und Ausräumen von Klammstrecken, Bildung neuer und Trockenlegung alter Klammstrecken durch Flussanzapfung.

Fahrt von Steinberg zum Sylvensteinspeicher.

- 6. Stopp:** Thema Hochwasserproblematik an der Isar.

Exkursionsdauer: 8:00–12:30.

### **Nachmittag: Ristal (E4c und E4d)**

Thema: Quartäre Sedimentationsdynamik und Landschaftsgeschichte im Karwendel.

Fahrt mit Bussen von Fall nach Vorderriß.

- 7. Stopp:** Tiefbohrung Vorderriß, Isar-Terrassen.
- 8. Stopp:** Ristal, Oswaldhütte: Einführung in die Quartärgeologie und Überblick über das große Delta des Paläo-Rissbaches.

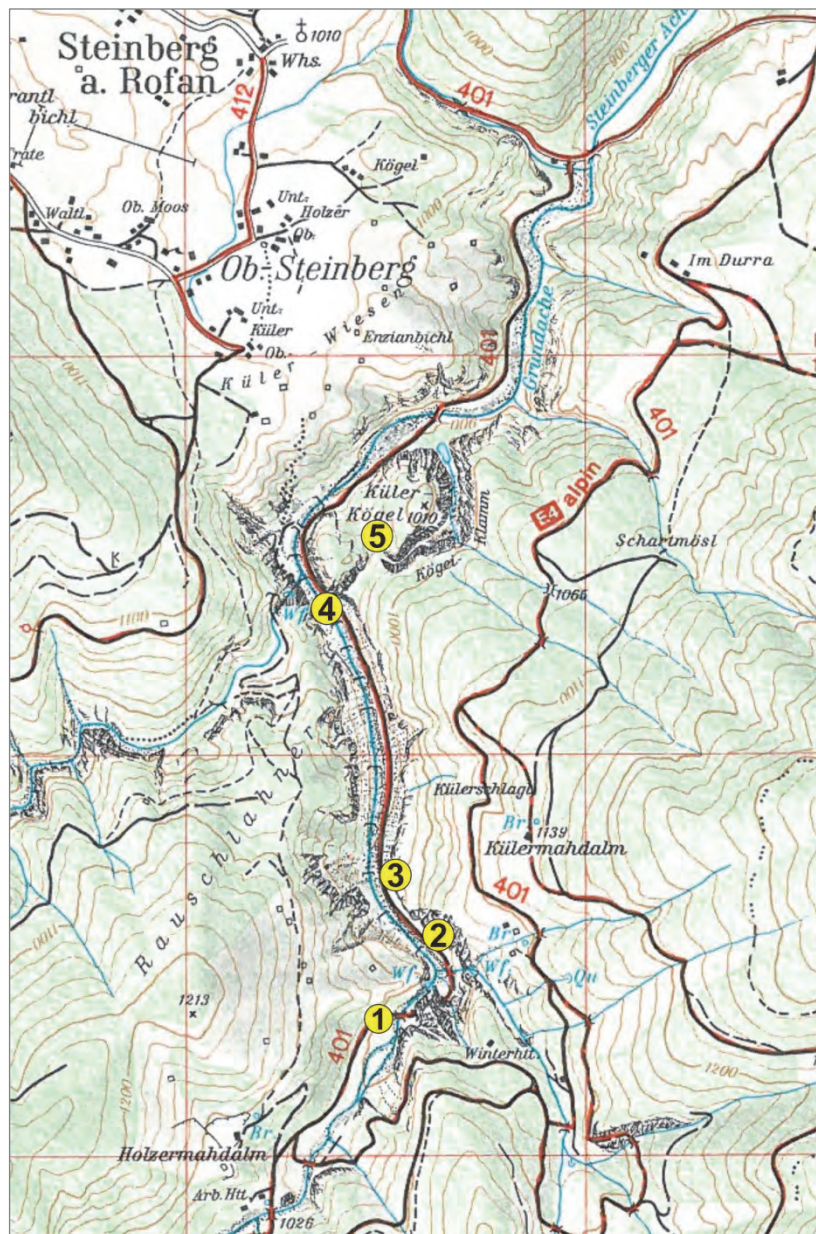
*Mittagspause.*

- 9. Stopp:** Parkplatz nördlich Oswaldhütte: Wanderung am Rissbach flussaufwärts, Ansprache der Sedimente des Bottomsets, der Foresets und der Topsets des Delta-Komplexes, Diskussion der Genese und Provenienz der Klastika.

Offizielles Ende der Exkursion und der Tagung ca. um 14:15; Busshuttle für Abreisende zu den Quartieren nach Achenkirch und zum Bahnhof Jenbach (15:26 Zug nach Wien).

## Exkursion E4a – Ablagerungs- und Flussgeschichte während des späten Quartärs im Bereich nördlich des Rofan Freitag, 23. 09. 2011

A. GRUBER, L. WISCHOUNIG und D. SANDERS  
Führung: D. SANDERS und A. GRUBER



Übersichtskarte Ausschnitt aus der AV-Karte 1:25.000, Blatt 6, Rofan

## Einleitung und quartärgeologischer Überblick

In den Alpen werden die meisten Schluchten und Klammen traditionell als „post-glaziale“ Landschaftselemente betrachtet, doch nur selten werden Argumente für diese Alterszuordnung angeführt. Für das Quartär des Gebietes nördlich des Rofangebirges (Tirol, Nördliche Kalkalpen) lässt sich dagegen zeigen, dass die Klamm des Grundache-Flusses (Steinberger/Brandenberger Ache) mindestens 30.000 Jahre oder älter sein muss und dass diese Klamm aus Teilstrecken unterschiedlichen Alters zusammengesetzt ist. Die jeweiligen Abschnitte waren und sind bis zum heutigen Zeitpunkt zu unterschiedlichen Zeiten aktiv. Schon bevor das Gebiet im Würm-Hochglazial überprägt wurde, kam es zu einer zweimaligen Verfüllung dieses Paläoreliefs mit Sedimenten.

Nördlich des Rofangebirges, im Becken von Steinberg am Rofan (Abb. 1) ist eine vielgestaltige Quartär-Abfolge aufgeschlossen. AMPFERER (1905) erwähnt erstmals von dieser Gegend mächtige glaziolakustrine Sedimente, die fast durchwegs von Würm-Grundmoräne des Inntalgletschers überlagert werden (AMPFERER, 1905, S. 12, Profil 7, Mühlbach). Seine Profile zwischen Gaismoosbach und Grundache (AMPFERER, 1905, S. 12/13, Profile 8/9) zeigen eine Reihe von verschütteten Talläufen und Epigenesen der heutigen Bachläufe und so spricht er letztlich bezüglich Sedimentaufbau von „alten mit Lehm und Bachschutt verstopften Bachstrecken“. In der geologischen Karte 1:75.000 Blatt Achenkirchen (mit Erläuterungen, AMPFERER, 1914) sind im Steinberger Tal nur horizontal geschichtete Bändertone und diskordant auflagernde Grundmoränen ausgeschieden. Von WOLF (1922) erwähnt vom Gebiet der Steinberger Ache „auf dem Grunde tiefer Schluchten“ interglaziale Sedimente. Die feinkörnigen Ablagerungen werden von Moränen überlagert und zeugen von Stauseebildungen zwischen dem vorrückenden Inngletscher und dem Lokalgletscher. Abgesehen von einer punktuellen sedimentologischen Bearbeitung von „Bändertonen“ durch HORVACKI (1982) ist das Quartär nördlich des Rofan zuletzt wieder von L. WISCHOUNIG (2006) im Rahmen seiner Diplomarbeit detailliert bearbeitet worden.



Abb. 1: Blick vom Rofangebirge nach N auf das Becken von Steinberg am Rofan mit den weitläufigen Klammssystemen der Steinberger Ache.

## Die klimatische und sedimentäre Dynamik der Würm-Kaltzeit im regionalen Rahmen des Untersuchungsgebietes

(Eine ausführliche Beschreibung der Dynamik des Inngletschersystems im Würm liefert Reitner in diesem Band).

Die erhaltene Quartär-Abfolge im untersuchten Gebiet entstand in der Zeit vom späten Würm bis zum Holozän. Das Würm (CHALINE & JERZ, 1984) ist durch mehrere kühle bis kalte Phasen (stadiale) im Wechsel mit klimatisch günstigeren Phasen (Interstadiale) und letztlich der Großvergletscherung des Würm-Hochglazials (= Letztes Glaziales Maximum; LGM) charakterisiert. Ablagerungen des letzten Interstadials und des letzten großen Eisvorstoßes (LGM) sind inneralpin gut bekannt (VAN HUSEN, 2000, 2004). Bezeichnend für diese Phase sind See-Sedimente („Bändertone“) und Abfolgen grobkörniger Schwemmfächerablagerungen bis Deltakörper. Am Beginn der Eisaufbauphase erreichten die großen, aus den Zentralalpen in das Inntal vorstoßenden Gletscher das Inntal vor dem Inn-gletscher. Die daraus resultierende wechselseitige Blockade der Eisströme und die daraus resultierende Eisdynamik führte letztlich auch zu einem baldigen Überfließen von Wasserscheiden und somit zu einem Vorstoß in Richtung der Kalkalpen (PENCK & BRÜCKNER, 1909; VAN HUSEN, 2000, 2004). Dieses Szenario eines raschen Eisaufbaus im Inntal und das baldige Überfließen von Transfluenzpässen (Seefelder Sattel, Fernpass) wird durch den hohen Gehalt an zentralalpinen Geröllen in den Vorstoßschottern (im Liegenden der hochglazialen Grundmoräne) des Isar- und Loisachtales belegt (DREESBACH, 1985; siehe auch Beitrag Reitner, dieser Band). Für die Eisaufbauphase sind Eisstauseen typisch, die sich im Zuge der Gletschervorstöße in abgeriegelten Seitentälern des Inntales bildeten. In den Nördlichen Kalkalpen wurden diese Seen durch den nordwärts gerichteten Vorstoß mächtiger zentralalpiner Gletscher des Inngletschersystems aufgestaut. Ein Beispiel hierfür ist der Brandenberger/Steinberger See (AMPFERER, 1905; PENCK & BRÜCKNER, 1909; v. KLEBELSBERG, 1935). Die Seen wurden mit Sedimenten verfüllt und anschließend von Gletschern überfahren, wie die Grundmoränenbedeckung der Seesedimente belegt. In den Nordtiroler Kalkalpen ist das LGM auf weiten Bereichen durch eine Grundmoräne mit reichlich zentralalpinen Kristallingschieben charakterisiert, darunter auch Granat-Amphibolit und Eklogit als Leitgeschiebe des Inngletschers. Am Höhepunkt des LGM bildeten die zusammengewachsenen Gletscher inneralpin ein Eistromnetz aus, welches durch vielfältige Eisübertritte zwischen den Tälern (Transfluenzen) und den aus dem Eis herausragenden Felsinseln oder -kämmen (Nunatakker) gekennzeichnet war. Im betrachteten Gebiet drang vermutlich der Zillertalgletscher über die Achenseetalung und über das Brandenberger Tal weit nach N vor (AMPFERER, 1905; PENCK & BRÜCKNER, 1909) (siehe Abb. 2).

Während des LGM-Höchststandes reichte das Eis am Eingang ins Achental bis etwa 1900 m (PENCK & BRÜCKNER, 1909; HANTKE, 1983, S. 105), am bayrisch-tirolischen Grenzkamm bis etwa 1400–1500 m Höhe (v. KLEBELSBERG, 1913a, b, 1914; v. WOLF, 1922, 1924). Im Alpenvorland endeten die Gletscher mit riesigen Gletscherloben, insbesondere dort, wo es an den Haupttransfluenzbereichen wie Fernpass, Seefelder Senke und Achental zu verstärkten Eisübertritten von S aus dem Inntal kam.

Der Zerfall des Eistromnetzes ist wiederum verbreitet mit Seebildungen verbunden, die hauptsächlich mit gröberklastischen Sedimenten vorschüttender Bachsysteme verfüllt wurden (s. REITNER, 2007). An den Rändern des abschmelzenden Eises herrschten generell hohe Sedimentakkumulations- und -erosionsraten. Terrassierte Eisrandsedimente/Kamestrassen aus dieser Zeit sind vielerorts überliefert. Der Eiszerfall führte aufgrund des fehlenden Widerlagers an den nunmehr freiliegenden Talhängen zu großräumigen und tief reichenden Massenbewegungen (VAN HUSEN, 1987; REITNER et al., 1993).

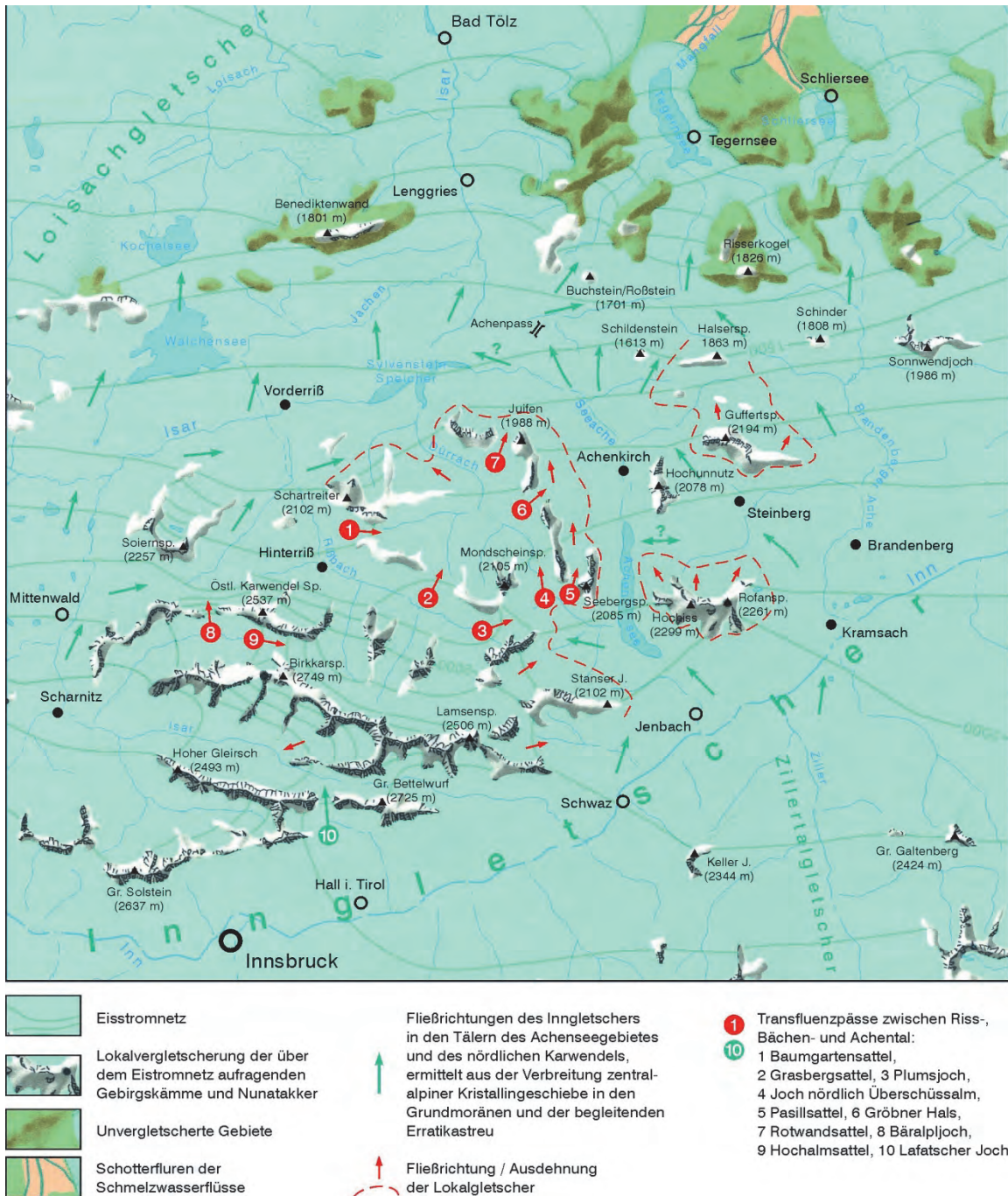


Abb. 2: Das Eisstromnetz im Karwendel, im Achenseegebiet und im angrenzenden bayrischen Alpenvorland während des Letzten Glazialen Maximums (LGM) des Würm. Kartenausschnitt verändert nach VAN HUSEN (1987).

Flächen: blau: Eisstromnetz; weiß: Lokalvergletscherung der über dem Eisstromnetz aufragenden Gebirgskämme und Nunatakker; grün: unvergletscherte Gebiete; gelb: Schotterfluren der Schmelzwasserflüsse.

Pfeile: blau: Fließrichtungen des Inngletschers in den Tälern von Achenseegebiet und nördlichem Karwendel, ermittelt aus der Verbreitung zentralalpiner Kristallineschiebe in den Grundmoränen und der begleitenden Erratikastreu; grün: Fließrichtung der Lokalgletscher. Zahlen: Transfluenzpässe zwischen Riss-, Bächen- und Achental: 1: Baumgartensattel; 2: Grasbergsattel; 3: Plumsjoch; 4: Joch nördlich Überschüssalm; 5: Pasillsattel; 6: Gröbner Hals; 7: Rotwandsattel; 8: Bäralploch; 9: Hochalmsattel; 10: Lafatscher Joch.

Zusammengestellt aus PENCK & BRÜCKNER (1909), v. KLEBELSBERG (1913a, b, 1914, 1935), v. WOLF (1922, 1924), VAN HUSEN (1987) und eigenen Geländedaten.

Ein besonderes Kennzeichen des Würm-Spätglazials ist der Wechsel von kälteren und etwas wärmeren Klimaphasen (Stadiale, Interstadiale) (KERSCHNER, 2009). In den Stadialen stießen die Lokalgletscher wiederholt in den Bereich der höher gelegenen Seitentäler vor und hinterließen markante End- und Seitenmoränen. Für die Nördlichen Kalkalpen lässt sich eine Dreiteilung der Gletscherstände in Gschnitz-, Daun- und Egesenstadium, wie sie für die Zentralalpen ermittelt und datiert werden konnte (KERSCHNER, 2009), bisher nicht befriedigend anwenden (vgl. KERSCHNER, 1993; HIRTLREITER, 1992). Weiters sind für das Würm-Spätglazial ausgedehnte Blockgletscherbildungen charakteristisch, die teilweise bis weit in heute bewaldete Gebiete oder Almregionen herunterreichen (REITNER, 2006, Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal an der Drau; KERSCHNER, 2009). Mit der vollständigen Wiederbewaldung im frühen Holozän wurden die Erosionsprozesse großflächig unterbunden und Erosions- und Sedimentationsprozesse weitgehend in höher gelegene Gebiete verlagert bzw. linear an Bach- und Flusssystemen konzentriert (PATZELT, 1980). Dies gilt in besonderem Maße für die Region um Steinberg am Rofan.

Im Folgenden werden die Faziesgemeinschaften des untersuchten Quartärs von Steinberg am Rofan von den relativ ältesten zu den jüngsten Sedimenten charakterisiert und faziell gedeutet.

### **Fluviatile Konglomerate**

Auf der orographisch rechten Seite der Grundacheklamm, nahe am Eingang zur „Trockenen Klamm“, sind an einer senkrechten Wand des Wettersteindolomits Erosionsreste aus Konglomeraten erhalten. Die Abfolge zeigt eine undeutliche subhorizontale Schichtung. Die Konglomerate bestehen ausschließlich aus Klasten von Wettersteindolomit und einigen triassisch-jurassischen Klasten des Rofan-gebirges. Die Konglomerate sind klastengestützt, meist schlecht bis mäßig sortiert (Fein- bis Grobkies, vereinzelt Steine), und bestehen überwiegend aus mäßig gut bis gut gerundeten Komponenten. Vereinzelt dachziegelförmige Lagerung (Imbrikation) weist auf – den rezenten Verhältnissen entsprechende – talauswärts gerichtete Strömungsverhältnisse hin. Die Matrix der Konglomerate besteht aus gut ausgewaschenen Sanden. Daneben sind zentimeterdicke Linsen von gut sortiertem, matrixlosem Konglomerat eingeschaltet. Sowohl die Matrix der Konglomerate als auch die matrixfreien Linsen im Konglomerat sind meist mit einem weniger als 1 mm dicken Saum von mikritischem Zement lithifiziert. In einigen dieser Linsen ist der mikritische Zement von einem isopachen Saum von kristallinem Kalzizement überlagert. Der Kalzizement einer Probe lieferte ein U-Th-Alter von  $29.694 \pm 1.770$  a (OSTERMANN, 2006). Die Konglomerate an der orographisch rechten Wand der Grundache-Klamm belegen die Existenz dieses Klammabschnittes zur Zeit der Ablagerung des Konglomerates und somit ein Alter von mindestens 31,5–28 ka (U-Th-Alter einschließlich des 2-Sigma-Standard-Fehlers). Isopache Zemente zeigen Grundwassersättigung an.

Die beschriebenen Konglomerate stehen hier in keiner faziellen Beziehung zu den anderen prähochglazialen Sedimenten. Östlich über der Trockenen Klamm wurden lithologisch ähnlich zusammengesetzte Konglomeratreste entdeckt, die – ohne direkten Kontakt – seitlich und oberhalb von Bändersilten mit Grundmoränenaufgabe begleitet werden. In einem weiteren Konglomeratvorkommen (horizontalgeschichtete, sandige Kiese und matrixfreie zementierte Kiese) südwestlich von Hinterberg (Außersteinberg) ist eine Auflagerung (onlap) der Bänderschluße (siehe unten) auf den Konglomeraten aufgeschlossen.

### **Schichtflut-Ablagerungen**

Kiese und untergeordnet auch Sande mit einer mehr oder weniger deutlichen subhorizontalen bis gleichmäßig sanft fallenden Schichtung treten im Untersuchungsgebiet in mehreren verschiedenen stratigraphischen Positionen auf. Die Sedimente bestanden meist aus mäßig bis gut sortiertem, klastengestütztem Kies mit wenig Matrix von ausgewaschenem Sand mit vereinzelt eingestreuten größeren Klasten (Grobkies, Steine). Daneben finden sich bis etwa 30 cm dicke Lagen von gut sortiertem, matrixfreiem Kies, der häufig dachziegelförmige Lagerung zeigt. Die Rundung der Klasten reicht von subangular bis subgerundet. Weiters treten örtlich Linsen von parallel-laminiertem bzw. auch strömungsrippel-laminiertem Mittel- bis Grobsand auf; oft gehen diese Sandlagen stromabwärts graduell

in matrixfreie, gut sortierte Kiese über. Örtlich sind bis über 10 cm dicke Lagen von Karbonatsilt bis -schlamm scharf eingeschaltet. Der Großteil dieser Faziesassoziation mit einigen 10er-Metern Dicke wird durch diese Kiese gebildet.

**Deutung:** Diese Ablagerungen werden in Analogie zu identischen Ablagerungen auf heute aktiven inneralpinen Schuttfächern und verwilderten Fluss-Systemen als Schichtflut-Ablagerungen gedeutet. Sie entstehen bei fallendem Hochwasser unter dünner Wasserbedeckung (Schichtflut). Die subparallele Schichtung entsteht hierbei durch Ablagerung von Kies und/oder Sand bei abnehmender Transportkapazität infolge von Wasserversickerung. Die matrixlosen Linsen aus Kies sind Siebloben. In den ruhigeren seitlichen Bereichen von Gerinnen kann es bei abnehmendem Hochwasser zur Zusammenschwemmung von Feinmaterial (Silt bis Schlamm) in Lagen bis 10 Zentimeter Dicke kommen. Die Schichtflut-Kiese wurden während einer Phase der Aufschotterung abgelagert.

In der Grundacheklamm bilden diese Ablagerungen das stratigraphisch Liegende der mächtigen Seesedimente (Bänderschluße) in einer Mächtigkeit von etwa 35 m. Ihr Konnex zu den oben beschriebenen isolierten Konglomeratvorkommen ist nicht bekannt. Wegen des konkordanten Übergangs (keine sichtbare Erosionsdiskordanz) der Schichtflut-Ablagerungen in Seesedimente werden Erstere als direkt vorangehende bzw. als mit den Seesedimenten verzahnende Ablagerungen interpretiert.

### **Bändersilte**

Parallel-laminierte („gebänderte“) graue Silte machen im Arbeitsgebiet einen großen Teil der quartären Folge aus. Die Bezeichnung „Bänderton“ ist falsch, da der Hauptanteil im Korngrößen-Bereich von Silt liegt (tonig-sandige Silte). Daher wird die Bezeichnung Bändersilt-Faziesgemeinschaft verwendet. Hinsichtlich der Sedimentpetrographie dominiert nach HORVACKI (1982) Dolomit gegenüber Kalzit, gefolgt von Quarz und Plagioklas, Illit, Muskovit und Chlorit (vgl. auch Beitrag Gruber, Wimmer und Rabeder, dieser Band). Anhand sedimentpetrographischer und sedimentologischer Befunde unterscheidet HORVACKI (1982) drei Typen von Silten: Typ 1 besteht aus mehrere Millimeter dicken Laminae bis mehrere Dezimeter dicken Bänken von ungebändertem, grauem bis beige Silt, der vereinzelte bis subangulare Klasten aus Wettersteindolomit, Hauptdolomit, Adneter Kalk und Radioarilit, seltener von Kristallin enthält. Die Größe der Klasten reicht von Sand bis Mittelkies. Die Silte von Typ 1 wechsellagern mit Bändersilten (= Typ-2-Silt). Diese sind durch wenige Millimeter bis 1 cm dicke Laminae und durch wechselnd graue und graubeige Farbtöne gekennzeichnet. Diese Silte machen den Großteil der Bändersilt-Faziesgemeinschaft aus. Darin eingestreut sind isolierte, bis etwa 35 cm große Klasten aus angularen bis subangularen Trias-Karbonatgesteinen sowie aus Kristallin (Amphibolit). Wenige Klasten zeigen Politur und Kritzung. Unter den Klasten ist die Lamination der Silte eben bis verdrückt. An größere Klasten sind die Laminae seitlich angelagert. Über den Klasten läuft die Lamination durch. Die Bändersilte führen örtlich wenige Zentimeter dicke Lagen mit Rutschfalten. In den Bändersilt-Abfolgen finden sich weiters bis einige Zentimeter dicke, gradierte Lagen aus Sand bis Silt sowie Linsen von angularem Fein- bis Grobkies aus Wettersteindolomit und gut gerundeten Kristallinkomponenten. Bei Typ 3 handelt es sich um sandigen, weißen und hellbraunen Silt überwiegend karbonatischer Zusammensetzung. Dieser Typ ist auf die südwestlichen Anteile der Ortschaft Steinberg beschränkt und wird hier nicht weiter besprochen.

**Deutung:** Die beschriebenen Silte werden als Ablagerungen eines proglazialen Sees gedeutet. Für ein proglaziales Environment sprechen die vereinzelten Klasten und Lagen von diffus verteilten Komponenten (Kristallin, Karbonate), die als Dropstones („Fallsteine“) aus Eisschollen in den See gelangt sind. Das nur seltene Auftreten polierter, facettierter und gekritzter Fallsteine lässt auf eine überwiegende Herkunft von Komponenten aus supra- und englazial transportiertem Gletscherschutt schließen. Der kartierbare Zusammenhang der Bändersilt-Abfolge legt nahe, dass es sich um einen einzigen See handelte, der getrennte Phasen des Spiegel-Anstiegs erkennen lässt. Es gibt keine sedimentären Hinweise (z. B. Trunkationsfläche) auf ein Auslaufen des Sees oder eine Absenkungsphase des Seespiegels. Die homogene Zusammensetzung der Typ-1-Silte deutet auf Schlammstrom-Ablagerungen (debris flows) hin, weiters wäre auch eine rasche Ablagerung aus Suspension in der ruhenden Wassersäule möglich. Die Typ-2-Silte gelangten vorwiegend aus **Suspension in ruhender Wassersäule** zur Ablagerung. Die scharf eingeschalteten gradierten Lagen von Sand bis Silt dagegen sind **Trü-**

**bestrom-Ablagerungen** (turbidity current deposits). Die dünnen Lagen von Grobsilt bis Sand mit Strömungsrippeln entstanden vermutlich durch **traktiven Sedimenttransport** an der Basis von Trübeströmen. Die Lagen vergenter Rutschfallen im Silt bildeten sich durch gravitative Instabilität des Sediments am unebenen Seeboden. Die tiefsten im untersuchten Gebiet gelegenen Aufschlüsse von Bändersilt liegen auf 940 m, die höchsten auf 1080 m. Die Unter- bzw. Obergrenze sind jeweils nicht aufgeschlossen. Auf 1040 m sind dieser Abfolge Topsets eines Gilbert-Typ-Deltas eingeschaltet. Es lässt sich somit ein zumindest zeitweiliger Paläo-Seespiegelstand auf etwa 1040 m rekonstruieren.

### **Delta-Foresets und Topsets**

**Foresets:** (die zugehörigen Bottomsets zu diesen Foresets bestehen aus Bändersilten, siehe oben und Abb. 5a, c).

Diese Faziesgemeinschaft ist charakterisiert durch subparallele, mit etwa 25–35° einfallende, mehr oder weniger ebene, meist zwischen 10–50 cm dicke Schichten und sehr flache Linsen aus 1. matrixführenden klastengestützten Kiesen, 2. matrixlosen Kiesen und 3. matrixgestützten Kiesen. Die Klaster der Kiese sind subgerundet bis gerundet. Das Klastenspektrum ist lokal geprägt, vereinzelt treten Kristallinklasten auf.

1. Klastengestützte, matrixführende Kiese machen den Hauptteil dieser Faziesgemeinschaft aus. Sie sind meist schlecht sortiert und bestehen aus Feinkies bis Grobkies und einer Matrix aus karbonatischem Sand bis Silt.
2. Die matrixlosen, klastengestützten Lagen sind meist mäßig bis gut sortierte Mittel- bis Grobkiese aus subgerundeten bis gut gerundeten Klaster, vor allem aus lokalem Kalkalpin. Diese Kiese treten in sehr flachen Linsen mit positivem Relief auf. Örtlich finden sich kurze „Züge“ steildachziegelförmig gelagerter Klaster.
3. Matrixgestützte Kiese bestehen aus sehr schlecht sortiertem Feinkies bis Grobkies in einer Matrix von karbonatischem Sand bis siltigem Sand. Lagen dieser Fazies sind meist zwischen wenige Zentimeter bis wenige Dezimeter dick.

**Topsets:** Die beschriebenen, mit etwa 25–35° einfallenden Schichten sind in Profil P5 (in WISCHOUNIG, 2006; siehe Stopp 3) von einem etwa 8 m dicken Paket von subhorizontal geschichteten Kiesen überlagert. Die Abfolge besteht überwiegend aus meist klastengestützten sandigen Kiesen mit Steinen. Das Klastenspektrum wird stark von lokalem Kalkalpin dominiert, Kristallinklasten sind nur vereinzelt vorhanden. Die Kalkalpinklasten sind subgerundet bis gut gerundet.

**Deutung:** Die mit 25–35° einfallenden Schichten wurden am Hang von grobklastischen Fluss-Delten (Typ Gilbert-Delta) abgelagert, die in den Steinberger See vorbauten. Für diese Deutung spricht die konkordante Unterlagerung der Delta-Sedimente mit lakustrinen Bändersilten und die Überlagerung mit subhorizontal gelagerten Topset-Sedimenten (siehe unten). Die schlecht sortierten, klastengestützten, matrixführenden Kiese sowie auch die matrixgestützten Kiese entstanden wahrscheinlich aus kohäsionslosen Trümmerströmen. Da kein Unterschied im Klastenspektrum, im Rundungsgrad und in der vorherrschenden Klastengröße zwischen den Foresets und den subhorizontal stratifizierten Ablagerungen darüber besteht, werden Letztere als die zugehörigen Topsets gedeutet.

Ein schöner Aufschluss eines über ockerfarbenen bis gräulichen, gebänderten Schluffen progradierenden Deltas ist 100 m außerhalb von ÖK 88, auf ÖK 119, auf der W-Seite der Grundache entwickelt. Dieses Delta keilt nach N aus und wird wieder von jetzt massigen, grünlichen Schluffen überlagert, die nach oben fließend in Grundmoräne übergehen. Durch das Näherkommen des Gletschers und den neuerlichen Seespiegelanstieg ist dieses Delta ertrunken.



### **Kanal-Ablagerungen**

Ablagerungen, die als Reste von Flusskanälen gedeutet werden, sind durch scharfe Untergrenzen charakterisiert. Diese Ablagerungen bestehen meist aus gut bis sehr gut gerundetem, klastengestütztem Kies bis kleinem Blockwerk aus lokal wechselnden Anteilen von Kalkalpin und Kristallin. Intervalle dieser Faziesgemeinschaft sind einige Dezimeter bis selten wenige Meter dick. Die Matrix ist ein ausgewaschener karbonatischer Sand.

**Deutung:** Die scharfe Untergrenze der Ablagerungen, ihre Zusammensetzung aus klastengestütztem Kies bis Blockwerk, mit gut bis sehr gut gerundeten Klasten sowie die meist spärliche Matrix aus ausgewaschenem Sand zeigen an, dass diese Fazies im Zusammenhang mit starker, langdauernder (perennierender) Wasserströmung zum Absatz kam.

### **Grundmoräne**

Über den Bänderschluften liegt an einigen Stellen beidseits der Grundache sehr unterschiedlich mächtige schluffreiche Grundmoräne mit typischen Merkmalen wie Kompaktheit, scherbigem Bruch und Scherflächen sowie gekritzten Geschieben (Karbonat- und Kristallinklasten). Der Übergang von den Bänderschluften zur Grundmoräne ist durch eine deutliche Zunahme der bis 20 cm großen Dropstones gekennzeichnet, wie man am Weg zur Holzermahd orographisch rechts des Gaismoosbaches beobachten kann. Dort wird die Moräne mit scharfem Kontakt von sandigen, teils schräg geschichteten Schottern (Größtgeröll bis 20 cm), Kiesen und Sanden überlagert (Delta? Eisrandsedimente?). Im hinteren Teil der Grundache fehlt die Grundmoräne weitgehend, auch im Gebiet des Durra- und Enterhofes wurde sie vielfach erodiert.

### **Eisrandsedimente**

An den Flanken der Grundache gibt es in verschiedenen Höhenniveaus leicht flussabwärts geneigte, teilweise terrassierte Verebnungen, auf denen meist dünne Schotterlagen mit einzelnen Anhäufungen von größeren, gut gerundeten Blöcken liegen. Teilweise handelt es sich bei diesen Verebnungen um reine Erosionsformen. An der Oberfläche erkennt man bisweilen seichte Rinnen. Die höchsten dieser Terrassen befinden sich auf einem Felssporn westlich gegenüber der Köhlermahdalm, 120 m über der Grundache bzw. auch im Gipfelbereich der Küler Kögl westlich der „Trockenen Klamm“ und nördlich davon als breite, hoch in die Luft ausstreichende Rinne. Es handelt sich hierbei um alte Bachniveaus der Steinberger Ache, die in einer Phase des Eiszerfalls und einer damit verbundenen Tieferlegung der Erosionsbasis entstanden sind. Die dünnen Lagen von groben Wildbachablagerungen (Kanal-Ablagerungen) auf den Terrassen nördlich des Wasserfalles der Grundache und auf der Trockenen Klamm selbst (SW-Abschnitt) belegen letztlich dieses seit dem Spätglazial bis ins Holozän anhaltende, sukzessive Einschneiden der lokalen Flusssysteme.

## **Zusammenfassender Sedimentationsablauf vom Pleistozän bis ins Holozän**

Der stratigraphisch tiefste Aufschluss ist ein vereinzelt stehender Erosionsrest von grobkörnigen Delta-Foresets auf etwa 870 m SH am orographisch rechten Ufer der Grundache. Aufgrund des Fehlens von Kristallinklasten in den Foreset-Kiesen werden diese daher der Aufstauphase des Steinberger Sees zugeordnet.

Die ab ungefähr 930 m SH aufwärts beginnenden Aufschlüsse sind viel größer und geschlossener, sodass sich hier die Gesamt-Abfolge zwanglos aus der Kartierung ergibt. Entlang der Grundache-Klamm beginnt die quartäre Folge mit rein kalkalpin zusammengesetzten fluviatilen Kiesen, die vor allem aus Schichtflut-Ablagerungen bestehen. Diese Kiese werden von einer mehrere Zehnermeter

dicken Abfolge von Bändersilten des Steinberger Sees scharf überlagert. Der See dürfte anschließend eine gewisse Zeit lang eine mehr oder weniger feste Spiegelhöhe gehabt haben. Dies wird durch die Gemeinschaft von Delta-Foresets und -Topsets entlang des Profils P 5 (Stopp 3) gezeigt. Anschließend stieg der Seespiegel erneut an, das Gilbert-Typ-Delta der „alten“ Grundache ertrank und wurde durch eine mindestens 30 m dicke Folge von Bändersilten, sichtbar in Profil P 11 und 12 (in WISCHOUNIG, 2006) und in einem Großaufschluss zwischen Gaismoosbach und Grundache, überlagert. Man könnte erwarten, dass auch nach diesem Seespiegel-Anstieg Kies in den See geschüttet wurde. Die Trümmerstrom-Ablagerungen in den Profilen P 11 und P 12 könnten dieser Phase zugeordnet werden. Anschließend wurden der gesamte Talkessel von Steinberg und die vorher beschriebene Sedimentfüllung diskordant mit hochglazialer Grundmoräne des Inngletschers überdeckt. Dies ist entlang des oberen Mühlbaches, SW' der Mühlbachmündung und an den Flanken der Grundache in mehreren Aufschlüssen klar ersichtlich. Im Einzugsgebiet der oberen Grundache und des Gaismoosbaches sind vom Höhepunkt der Vereisung jedoch nur Moränen- und Findlingsstreu bzw. umgelagerte Moränen überliefert. Für die Eiszerfallsphase kann man eine rasche Umlagerung und Abtragung vor allem von Moränen erwarten. Für das Spätglazial kann ein wechselhaftes Geschehen von Abtragung und Ablagerung vermutet werden. Während des Spätglazials bis vielleicht noch in das frühe Holozän hinein bildeten sich an Felshängen Schuttmäntel und Schutfächer, die heute bewachsen sind. Entlang der Flüsse und an instabilen Hängen ist das Holozän durch starke Abtragung gekennzeichnet, was letztlich die großen Aufschlüsse im Quartär erzeugte. Die Wiederbewaldung setzte im untersuchten Gebiet vermutlich vor etwa 14,7 ka ein (vgl. PATZELT, 1980). Infolge des anhaltend günstigeren Klimas wurden die Blockgletscher fossil, und auch die Rate der Hangschuttbildung ging rasch zurück. Seit dem Beginn des Holozäns dominierte lineares Einschneiden von Bächen und Flüssen und die damit verbundene Hang-Abtragung entlang der Gerinne. Die flächenhafte Abtragung von Felshängen durch physikalische Verwitterung wanderte in höhere Lagen.

## Exkursionsroute

### Stopp I

#### Grundacheklamm, Südportal des Tunnels

Die Grundache durchschneidet zwischen Höhe 970 und 990 m ca. einen querstehenden Felsriegel aus Wettersteindolomit in einer tiefen, aber kurzen Klamm mit Wasserfallstufen. Südlich davon weitet sich das Tal wieder etwas und die Grundache fließt wieder in quartären Ablagerungen. Bei genauem Hinsehen erkennt man nach Überqueren der Grundache unterhalb der Forststraße Quellaustritte, die auf stauende Seesedimente zurückgehen. Es handelt sich um typisch beige bis graue, laminierte Bändersilte (Abb. 3a). Darin eingestreut kommen lagenweise kantengerundete bis gerundete Klasten aus obertriassisch-jurassischen Gesteinen des Einzugsgebietes der Grundache (Abb. 3b) und Dropstones aus kristallinen Gesteinen (v. a. Amphibolit) vor (Abb. 3b). Schön ersichtlich sind Belastungs- und Anlagerungsgefüge der Bändersilte um die Klasten herum. Diese Sedimente setzen sich orographisch links (westlich) des markanten Wettersteinturmes fort und sind im nächsten Stopp 2 von N in ihrer Mächtigkeit einsehbar.

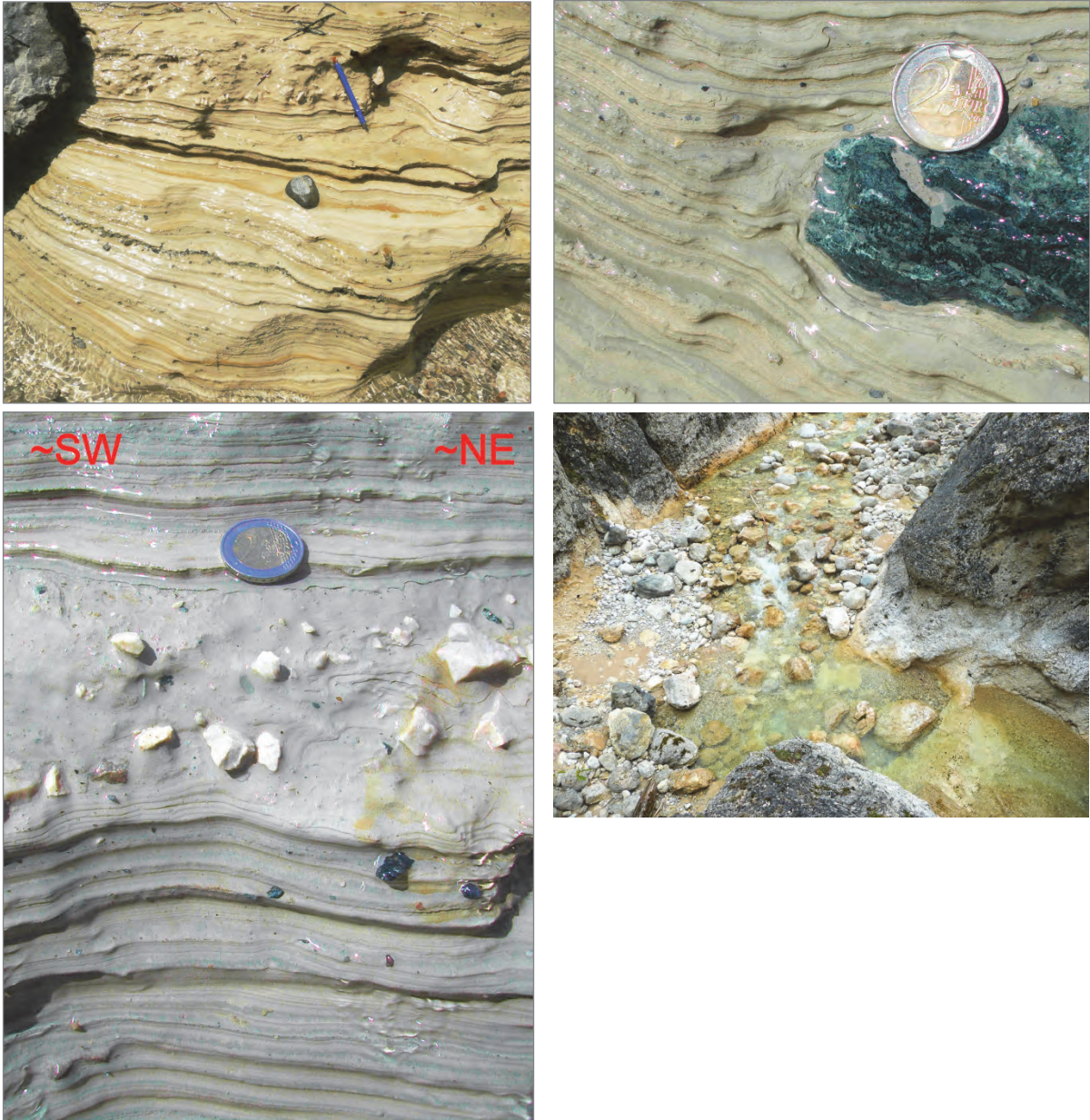


Abb. 3a (oben links): Bändersilte mit dünnen karbonatischen und kristallinen Kieslagen orographisch links der Grundache, Höhe 990 m südlich des Tunnels.

Abb. 3b (unten links): Detail einer dm-dicken Einschaltung aus eckigen Karbonatklasten in siltig-schluffiger Matrix (debris flow).

Abb. 3c (oben rechts): Dropstone (Amphibolit) mit Belastungs- und Anlagerungsgefügen in den Bändersilten.

Abb. 3d (unten rechts): Epigenetischer Durchbruch der Grundache durch den Wettersteindolomitriegel (rechts) mit dem Beginn des alten verstopften Bachlaufes (links). Lokalität Wassermessstelle am Tunnel-Südportal.

## Stopp 2

### Grundacheklamm, Einmündung Schauertalbach

Blick zurück auf die epigenetische Klamm der Grundache mit Wasserfall und auf verstopfte alte Taläufe: Profilabfolge W' des Wasserfalls: Unten einige Meter vorwiegend schlecht sortierter, geschichteter kalkalpiner Kies mit subgerundeten bis gerundeten Klasten, die völlig frei von Kristallin sind

(Schichtflut-Ablagerungen). Die Schichtflut-Ablagerungen sind durch spätglaziale bis holozäne fluviatile Sedimentations- und Erosionsprozesse terrassiert und werden von einer Abfolge glazio-lakustriner grau-gelblicher Bändersilte mit einer Mächtigkeit von wenigen Metern überlagert. Nach oben zeigt sich der Übergang in schräg geschichtete Kiese (Foresets) eines Gilbert-Typ-Deltas.

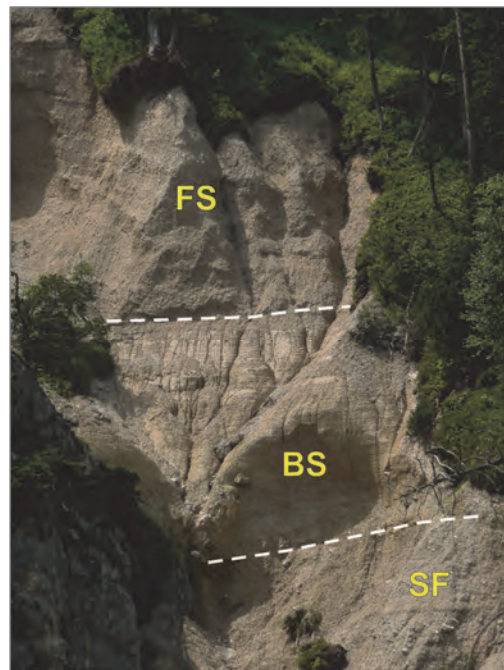


Abb. 4a (oben): Blick zurück auf die epigenetische Klamm der Grundache mit Wasserfall und auf verstopfte alte Talläufe links und rechts davon.

Abb. 4b (unten links): Blick auf den tiefen Einschnitt der Grundacheklamm im SE-fallenden Wettersteindolomit, mit Wasserfall und Kolkstrukturen. Der Klammverlauf ist durch Störungen vorgeprägt.

Abb. 4c (unten rechts): Profilabfolge westlich des Wasserfalls mit Abfolge von Schichtflut-Ablagerungen (SF), Bändersilten (Bottomsets, BS) und Deltakiesen (Foresets, FS).

### Stopp 3

#### Grundacheklamm, Terrasse: Blick auf Deltakomplex

etwa 150 m talabwärts von Stopp 2: Mächtiger, langgezogener Terrassenkörper, ca. 30 m über dem heutigen Grundache-Niveau gelegen. Diese Terrasse besteht, wie die meisten in diesem Schluchtabschnitt, großteils aus Schichtflut-Ablagerungen (Abb. 5a). Der Top der Terrassen wird, soweit in einzelnen Aufschlüssen ersichtlich, von einer „Panzerlage“ aus deutlich gröberkörnigen Kanal-Ablagerungen gebildet. Diese Kanal-Ablagerungen enthalten auch Steine und Blöcke von Kristallin und können demnach nur spätglaziales oder frühholozänes Alter aufweisen.

Terrassen, die aus Schichtflut-Sedimenten bestehen und an etlichen Orten durch ihre niedrige Höhenlage über der Grundache gekennzeichnet sind, könnten holozäne Bildungen sein.



Abb. 5a: Hohe Terrassen entlang der Grundache, im Kern aus Schichtflut-Sedimenten bestehend, im Spätglazial bis Holozän als Terrasse herauspräpariert.

Von der Terrasse hat man einen instruktiven Blick auf den gegenüberliegenden großen Deltakomplex mit basalen Schichtflut-Ablagerungen, darüber Bändersilten mit Dropstones aus Amphibolit, mächtigen Delta-Foresets, Delta-Topsets und einem Schutfächer (Talus) (Abb. 5b–g).



Abb. 5b: Überblick über den großen Deltakomplex an der Westseite der Grundacheklamm: SF Schichtflut-Ablagerungen, BS Bändersilte (Bottomsets), FS Deltakiese (Foresets), TS Deltakiese (Topsets), TA (Talus).

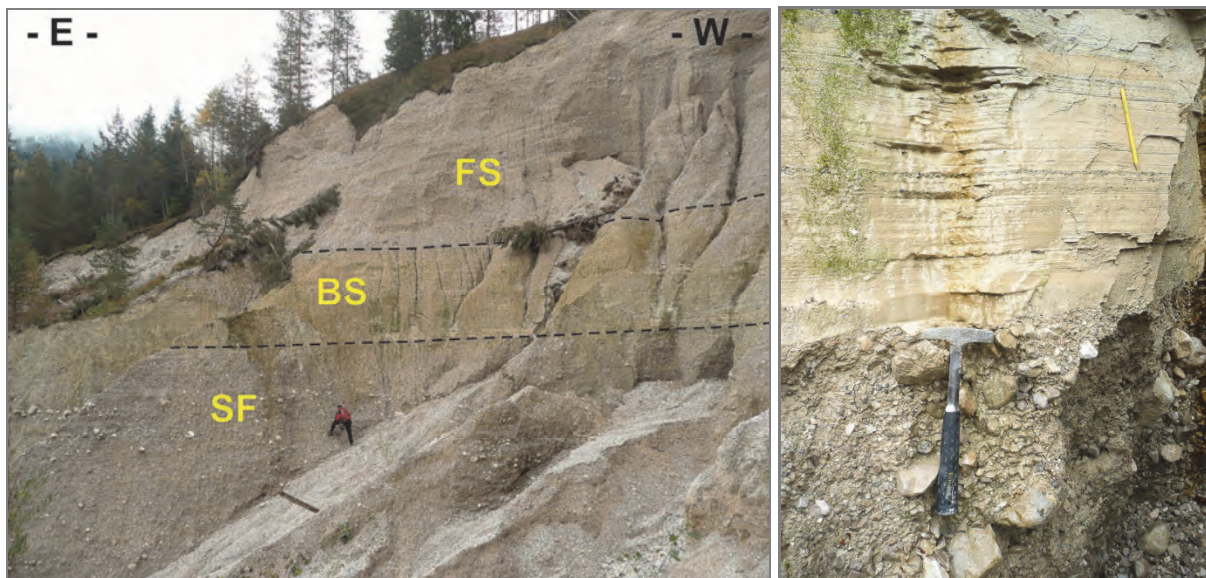


Abb. 5c: (links) Nahaufnahme der bottom- und Foresets mit downlap der 20–30° ostfallenden Schichtungsblätter auf den fast horizontal liegenden Bändersilten. Kollege J. Reitner als Größenvergleich.

Abb. 5d: (rechts) Scharfer Übergang der Schichtflut-Ablagerungen (hier mit viel eckigen Klasten) in anfangs massige, dann gebänderte Silte („drowning“).

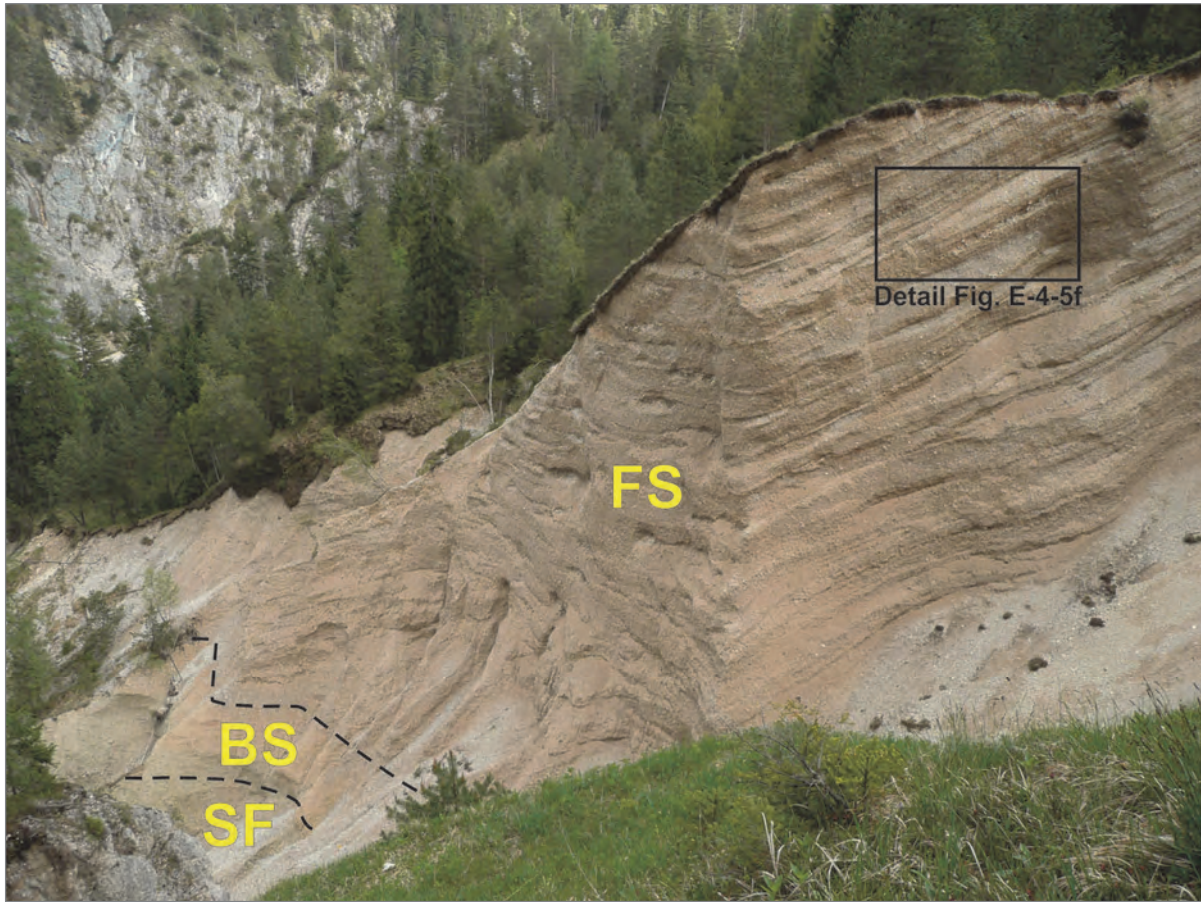


Abb. 5e (oben) Blick auf die Delta-Foresets (e) und  
Abb. 5f (unten) Detailausschnitt mit dem Wechsel von matrixgestützten und fast matrixfreien  
Kies- und Steinlagen.

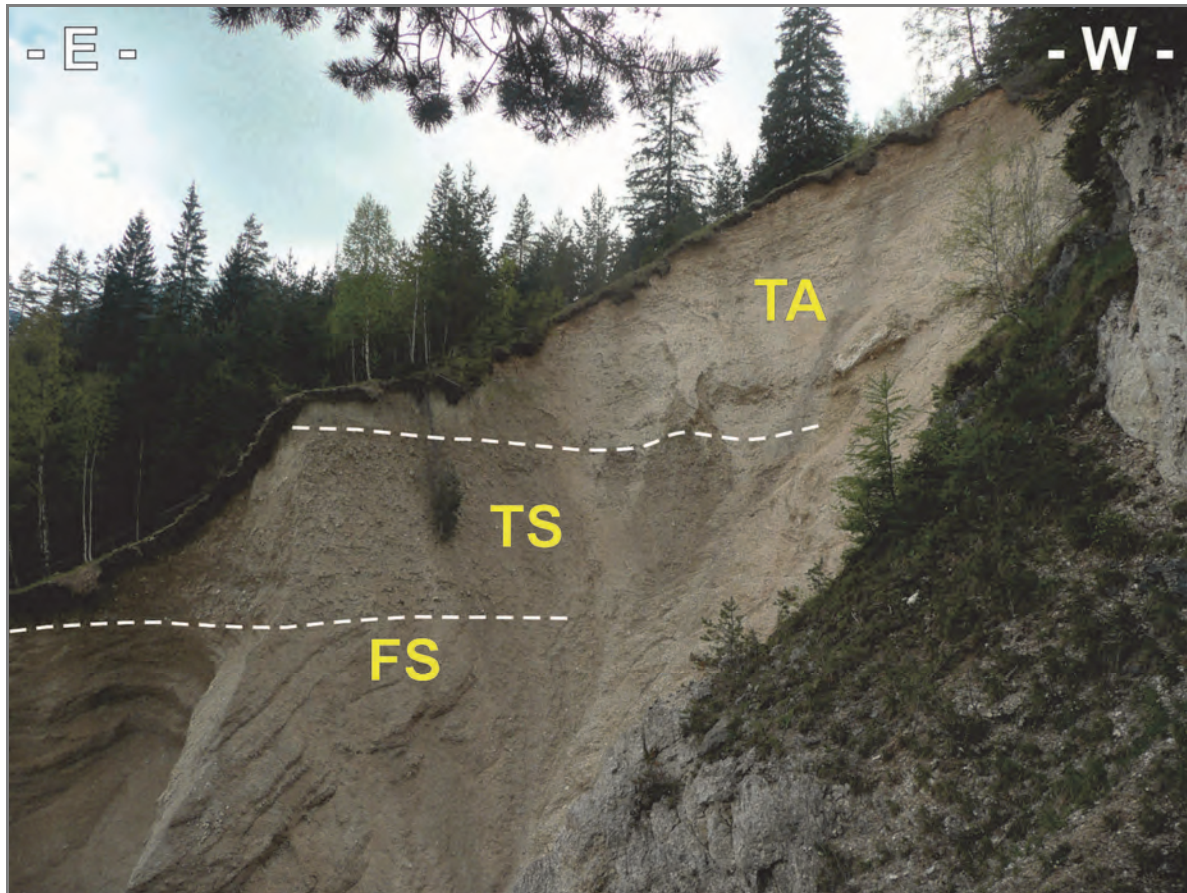


Abb. 5g: Der Übergang von Delta-Foresets (FS) zu -Topsets (TS) und der überlagernde Schuttfächer (TA).

#### Stopp 4

##### Grundacheklamm: Blick auf den Mündungsbereich des Gaismoosbaches

Der Gaismoosbach mündet heute an einer klammartigen Steilstufe mit Wasserfällen, eingeschnitten in Wettersteindolomit, in die Grundache. Etwa 100 m stromaufwärts der Grundache jedoch setzt der Wettersteindolomit aus und ein großer Aufschluss von fluviatilen Sedimenten (Schichtflut-Ablagerungen) und Bändersilten setzt ein (Profile P 2 und P3 in WISCHOUNIG, 2006).

Auch diese Lockersedimente sind rechts und links durch steile Wände aus Wettersteindolomit begrenzt, es handelt sich hier um die „alte“ Gaismoos-Klamm, die während der Sedimentation im Steinberger See vollständig aufgefüllt wurde (Abb. 6a).

##### Grundacheklamm: „Klebekonglomerate“

Auf der orographisch rechten Seite der Grundacheklamm, nahe am Eingang zur „Trockenen Klamm“, „klebt“ an einer senkrechten Wand des Wettersteindolomits ein ungefähr 20 m hoher Erosionsrest aus Konglomeraten (Details siehe Kap. „Fluviatile Konglomerate“, vorne) (Abb. 6b, c). Die matrix-freien Linsen im Konglomerat wurden mit einem dünnen Saum mikritischen Zements lithifiziert. Punktuell ist dieser von einem isopachen Saum von kristallinem Kalzit-zement überlagert. Der Kalzit-zement einer Probe lieferte ein U-Th-Alter von  $29.694 \pm 1.770$  a (OSTERMANN, 2006).



Die Konglomerate an der rechten Wand der Grundache-Klamm zeigen, dass die Sedimentation in diesem Klammabschnitt vor mindestens etwa 31,5–28 ka (U-Th-Alter einschließlich des 2-Sigma-Standard-Fehlers) erfolgte und damit die Klamm auch mindestens so alt sein muss. Das absolute Alter der Zemente fällt recht genau mit dem durch die Radiokarbon-Methode ermittelten Alter der Bänder-tone bei Fritzens im Inntal zusammen (s. FLIRI, 1973).

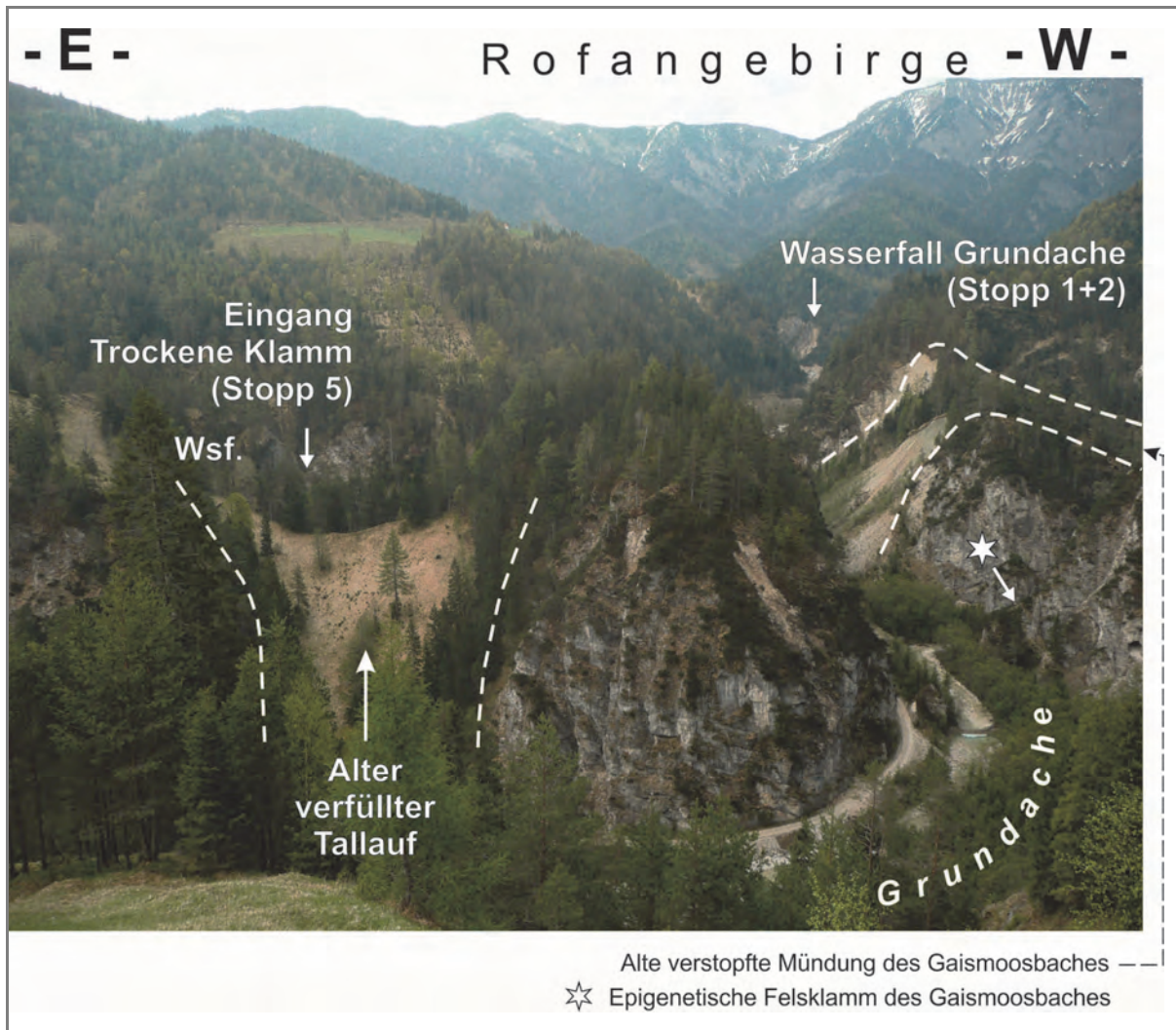


Abb. 6a: Blick von N auf die Grundacheklamm und alte verfallte Klammstrecken. Im Vordergrund die beiden „Inselberge“ zwischen Grundache und „Trockener Klamm“.



Abb. 6b: Die „Klebekonglomerate“ an der rechten Klammwand der Grundache.

## Stopp 5

### „Trockene Klamm“

Ein spektakuläres Beispiel einer inaktiven bzw. reliktschen Klammstrecke bietet die im Volksmund als solche ausgewiesene „Trockene Klamm“ (auf der Alpenvereinskarte, Blatt Rofan, Ausgabe 2005, „Kögel Klamm“). Die Trockene Klamm zweigt orographisch rechts im rechten Winkel von der heute aktiven Grundache-Klamm nach NE ab. In ihrem erhaltenen „Oberlauf“ ist die Trockene Klamm teilweise mit Sediment gefüllt, das in einer 20 m hohen Böschung angerissen ist (Abb. 6a, c, d). Die steilen Felswände rechts und links zeigen eine alte Schluchtstrecke an. Der untere Teil der genannten Sedimentfüllung ist aus schlecht sortierten Schichtflut-Ablagerungen aufgebaut, es sind dies vorwiegend sandige, kalkalpine Kiese mit einzelnen Steinen. Kristallinklasten fehlen! Auf diesen Sedimenten liegt, heute etwa 20 m über dem Niveau der Grundache, mit scharfer Grenze ein trockenefallener Wildbach-Kanal, der die heutige Oberfläche des noch erhaltenen „Oberlaufes“ der Trockenen Klamm bildet (Abb. 6c, d). Das Wildbachbett ist durch flache Kiesbarren, seichte Kanäle und gut bis sehr gut gerundete Blöcke bis etwa 1 m Durchmesser aus Wettersteindolomit, aber auch aus Kristallin charakterisiert (Kanal-Ablagerungen). Das einstige Wildbachbett ist spärlich bewachsen, aber als solches noch bestens erhalten (Abb. 6d).

In der ehemaligen Fließrichtung des Baches endet das Geschiebebett an einer orographisch rechts aus dem Untergrund kommenden Felssteilstufe, die ehemals einen 8 m hohen Wasserfall bildete (Abb. 6e, f). An der orographisch linken Seite der Klamm erkennt man zwischen hohen Wettersteindolomitriegeln noch einen alten Tallauf, der nur zur Hälfte ausgeräumt wurde und aus wenigen Aufschlüssen einen Aufbau aus Schichtflut-Sedimenten und darüber Bändersilten erkennen lässt. Diese alte Talstrecke stößt nach NW im rechten Winkel auf die heutige Grundacheklamm. Ihre Anlage ist strukturell durch NW-SE-Störungen vorgeprägt (siehe geol. Karte, vgl. Abb. 6a).

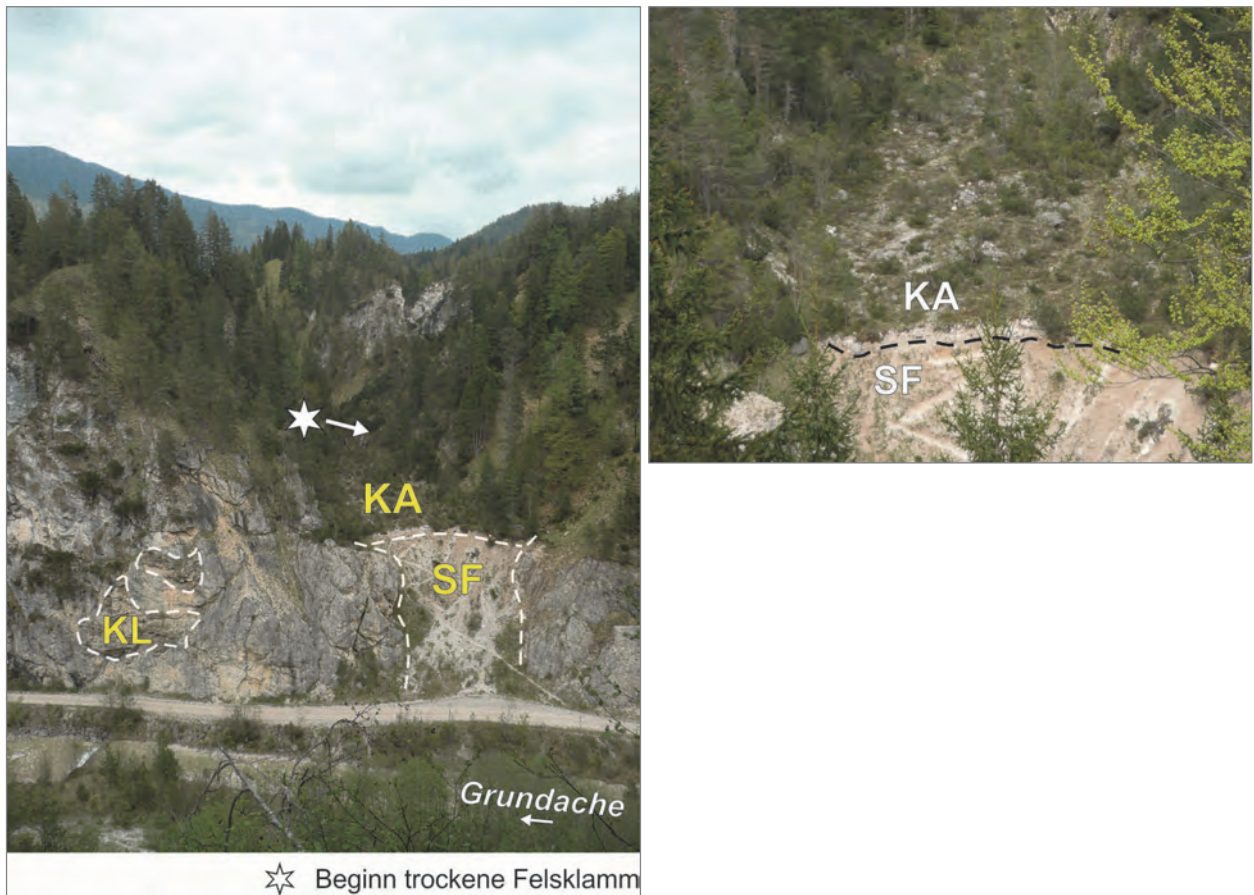


Abb. 6c (links): Blick nach SW auf den Eingang in die Trockene Klamm mit den Schichtflut-Ablagerungen (SF), dem Wildbachbett (KA) und den „Klebekonglomeraten“ links an der Wand.

Abb. 6d (rechts): Detail des Wildbachbettes.

Der Wasserfall zeigt eine etwa 70–80° steile, immer noch glattgeschliffene Wand, mit einer etwa 1 m breiten und einige Dezimeter tief eingesenkten Felsrinne, die unten in einem gut erhaltenen, rundlichen Prallbecken endet (Abb. 6f). Dieses enthält jüngeren, angularen Schutt aus Wettersteindolomit, der von den Wänden der Klamm abgewittert ist. Unterhalb des ehemaligen Wasserfalls findet sich über eine Strecke von etwa 500 m eine voll ausgebildete, mindestens 100 m tief in den Wettersteindolomit eingeschnittene wasserlose Klamm (Abb. 6g).

Stromabwärts des Wasserfalls der Trockenen Klamm ist heute der ganze Klamm-Grund nur mit einer dünnen Haut sehr junger Sedimente bedeckt (Abb. 6g). Hierbei handelt es sich um Material aus den Sturzkegeln entlang der Klammwände, das geringfügig fluviatil umgelagert wurde. An einer Stelle trat (2002) der Felsgrund der Klamm im ehemaligen Bachverlauf kurz zutage.



Abb. 6e/f: Der Eingang zum Felsabschnitt der „Trockenen Klamm“ (links) und die Wasserfallstufe mit ausgekolktem Prallbecken (rechts).

Die Beobachtung, dass der „Oberlauf“ der Trockenen Klamm in seinem unteren Teil mit Schichtflut-Ablagerungen gefüllt ist, belegt die Existenz eines in den Fels eingeschnittenen Tales bereits zum Zeitpunkt der Verfüllung mit Schichtflut-Sedimenten.

Die Beobachtung, dass in der Trockenen Klamm die rein kalkalpinen Schichtflut-Sedimente von Kanal-Sedimenten mit Kristallin überlagert werden – und dies in einer Position >100 m tiefer als die Topsets der Delten –, belegt, dass diese Kanal-Sedimente bei der spätglazialen bis holozänen, starken erosiven Ausräumung des Quartärs entstanden. Die Trockene Klamm muss also bis vor vergleichsweise kurzer Zeit (?Spätglazial bis ?Holozän) aktiv gewesen sein und hat höchstwahrscheinlich das Hauptentwässerungssystem gebildet; dies wird auch durch die noch sehr gute Erhaltung der Klammwände sowie des Wildbachbetts innerhalb der Klamm angezeigt. Das Wildbachbett in der Trockenen Klamm und dessen Ende an einer Wasserfall-Stufe auf Felsgrund zeigt aber, dass die Formbildung der Trockenen Klamm durch rückschreitende Erosion vor allem des obersten Knickpunktes bis vor nicht allzu langer Zeit noch aktiv war. Die ebenso prä-lakustrine Anlage der Grundache-Klamm wird durch die oben erwähnten Konglomerate sowie durch die Schotter im Liegenden der Bändersilte belegt. Zusammenfassend kann man folgern, dass unter Zugrundelegung der U-Th-Zementalter das Flussnetz in seiner ursprünglichen Anlage zumindest 30.000 Jahre alt ist und bis heute immer wieder genutzt wird, dabei jedoch im Gang der Stadiale und Interstadiale wechselnd aufschotterte, von Sedimenten verlegt und wieder freigeräumt wurde.



Abb. 6g: Der Unterlauf der Trockenen Klamm kurz vor Einmündung in die Grundache.

## Literatur

Alpenvereinskarte 1:25.000, Blatt 6 Rofan, Ausgabe 2005.

AMPFERER, O. (1905): Aus der geologischen Geschichte des Achensees. – Zeitschr. des Alpenvereins, 1905, 1–15, Innsbruck.

AMPFERER, O. (1914): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1:75.000 Österreich-Ungarns, Blatt Achenkirchen. – 30 S., Geol. R.-A., Wien.

CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie – Stratotypen des Würm-Glazials. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 35, 185–206, Hannover.

DREESBACH, R. (1985): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Stratigraphie des Würmglazials im Bereich des Isar-Loisachgletschers. – 176 S., Inaugural-Diss. Fak. f. Geowissenschaften, LMU – München.

FLIRI, F. (1973): Beiträge zur alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). – Z. Geomorph., N.F. Suppl., 16, 1–14, Berlin – Stuttgart.

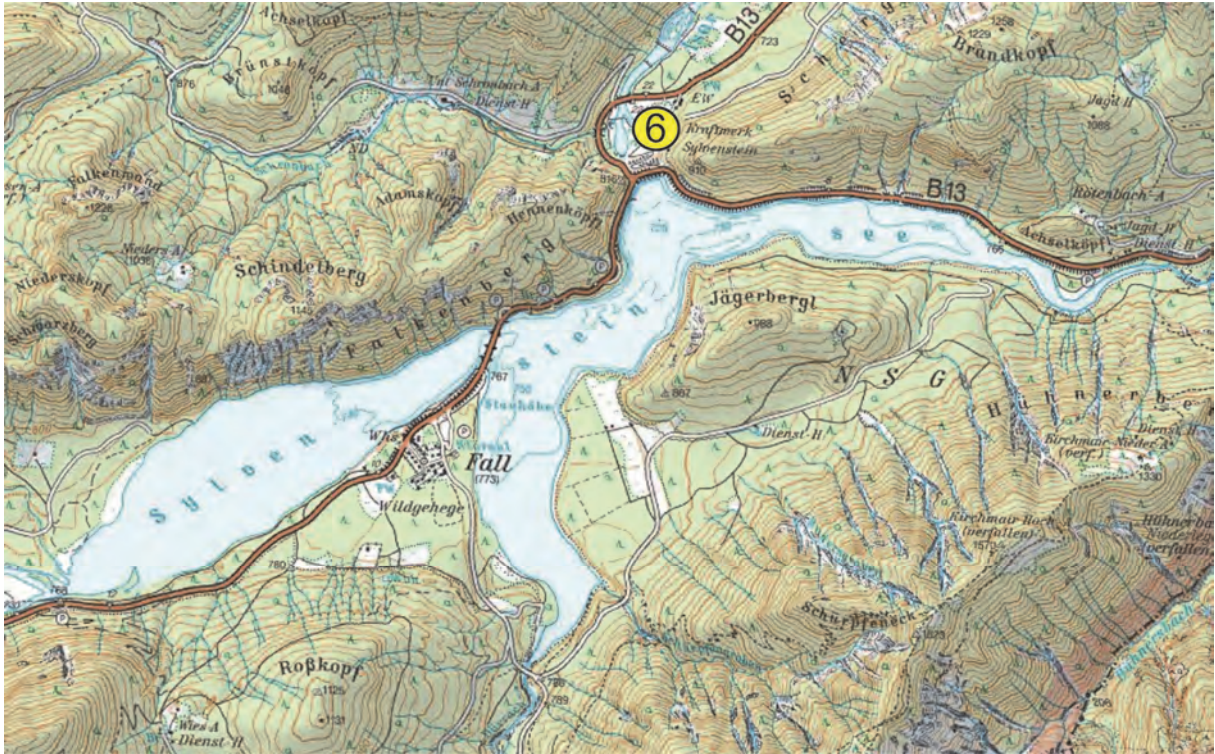
HANTKE, R. (1978–1983): Eiszeitalter: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – 3 Bde. (Bd. 1, 1978, 468 S., Bd. 2, 1980, 703 S., Bd. 3, 1983, 730 S.), Thun (Ott Verlag).

HIRTLREITER, G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung. – Münchner Geographische Abhandlungen, Reihe B, 15, 159 S., Geobuch-Verlag, München.

HORVACKI (1982): Ablagerungsmodell der Tiroler Bändertone aufgrund sediment-petrographischer Analysen mit rohstoffkundlicher Bewertung. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 124 S., 3 Beil., Innsbruck.

- KERSCHNER, H. (1993): Späteiszeitliche Gletscherstände im südlichen Karwendel bei Innsbruck, Tirol. – Innsbrucker Geographische Studien, 20, 47–55, Innsbruck.
- KERSCHNER, H. (2009): Gletscher und Klima im Alpen Spätglazial und frühen Holozän. – In: SCHMIDT, R., MATULLA, CH. & PSENNER, R. (Hsg.): Klimawandel in Österreich. Die letzten 20.000 Jahre und ein Blick voraus. (alpine space – man & environment vol. 6), 5–26, Innsbruck (University Press).
- KLEBELSBERG, R. v. (1913a): Das Relief des alten Inngletschers im Alpen Museum (München). – Mitt. d. Alpenver., 1913, S. 278.
- KLEBELSBERG, R. v. (1913b): Die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen. – Zeitschr. d. Alpenver., 1913, 26–39, Innsbruck.
- KLEBELSBERG, R. v. (1914): Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande, IV. Die Voralpen zwischen Loisach und Isar. Mit Karte 1:150.000. – Zeitschr. f. Gletscherk., VIII, 1913/1914, S. 243, Berlin.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): Die Geologie von Tirol. – 872 S., Berlin (Bornträger Verlag).
- OSTERMANN, M. (2006): Thorium-uranium age-dating of “impure” carbonate cements of selected Quaternary depositional systems of western Austria: results, implications, problems. – Unpubl. PhD Thesis, University of Innsbruck, 173 pp., Innsbruck.
- PATZELT, G. (1980): Neue Ergebnisse der Spät- und Postglazialforschung in Tirol. – In: Jahresber. Österr. geogr. Ges., 76/77, 11–18, Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Bd I-III, 1199 S., Tauchnitz, Leipzig.
- REITNER, J.M. (2006): Landschaftsentwicklung vom Neogen bis in das Quartär. – In: SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (Hrsg.): Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal an der Drau, 27–38, Geol. B.-A., Wien.
- REITNER, J.M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – Quaternary International, 164–165, 64–84,
- REITNER, J., LANG, M. & VAN HUSEN, D. (1993): Deformation of high slopes in different rocks after würmian deglaciation in the Gailtal (Austria). – Quaternary International, 18, 43–51.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – Aus: geol. Gesch. Österr., Veröff. Geol. B.-A., 2, 24 S., I Kte. 1:500.000, Verl. d. Geol. B.-A., Wien.
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 92, 135–156, Wien.
- VAN HUSEN, D. (2004): Quaternary glaciations in Austria. – In: EHLERS, J. & GIBBARD, P.L. (Eds.): Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, 1–13, Amsterdam (Elsevier).
- WISCHOUNIG, L. (2006): Das Quartär bei Steinberg am Rofan (Tirol): Stratigraphie, Sedimentologie und Aspekte der Landschaftsentwicklung. – Unpubl. M. S. thesis Univ. Innsbruck, 105 S., 118 Figs., 12 Taf., Innsbruck.
- WOLF, H. v. (1922): Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Achenseegebiets in Tirol. – Mitt. Geogr. Ges. München, 15, 147–304, München.
- WOLF, H. v. (1924): Eiszeitstudien im Risser Gebirge. – Mitt. geogr. Ges. München, 17, 255–274, München.

## Exkursion E4b – Der Sylvensteinspeicher Freitag, 23. 09. 2011



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:50.000, AMAP.

**6. Stopp:** Thema Hochwasserproblematik an der Isar.

### **A. Die Dammerhöhung bewährte sich 1999 und 2005**

Führung: T. LANG

Der Sylvensteinspeicher ist mit 125 Mio. m<sup>3</sup> Speichervolumen nur noch die zweitgrößte staatliche Talsperre Bayerns. Aber er stellt heute mit etwa 85 Mio. m<sup>3</sup> nahezu die Hälfte des in staatlichen Wasserspeichern bereit gehaltenen Hochwasserschutzvolumens zur Verfügung. Seit 50 Jahren ist der Sylvensteinspeicher nun ein fester Bestandteil des Isartales und hat seinen Bewohnern gute und zuverlässige Dienste beim Hochwasserschutz erwiesen und in langen Trockenphasen für eine ausreichende Wasserführung der Isar gesorgt.

„50 Jahre Sylvensteinspeicher“ – hinter diesem im Jahr 2009 gefeierten Jubiläum verbirgt sich ein langer wasserwirtschaftlicher Prozess. Die Sicherheit der Anlage hatte dabei stets höchste Priorität. Und so ist es für die Wasserwirtschaftsverwaltung selbstverständlich, dass die Anlagen des Speichers nicht nur sorgfältig überwacht, sondern auch die Bemessungsgrundlagen stets erneut überprüft werden. Gestiegene Sicherheitsanforderungen und Defizite der Anlage, die nach umfangreichen Untersuchungen aufgezeigt wurden, führten in den Jahren 1994 bis 2001 zu einem rund 30 Mio. € teuren Paket von Nachrüstungsmaßnahmen. Kernpunkte bildeten die mit einer Dammerhöhung um 3 m verbundene Vergrößerung des Hochwasserrückhalteraumes um 20 Mio. m<sup>3</sup> und die Errichtung einer zusätzlichen Hochwasserentlastungslage.

Am 22. Mai 1999 flossen während des „Pfungsthochwassers“ rund 920 m<sup>3</sup>/s in den Sylvensteinspeicher, dies entspricht statistisch gesehen in etwa einem 150- bis 200-jährlichen Hochwasserereignis. Insgesamt konnten von der rund 88 Mio. m<sup>3</sup> großen Fülle der Hochwasserwelle rund 58 Mio. m<sup>3</sup> – also etwa 66 % – im Sylvensteinspeicher zurückgehalten werden. Dabei stieg der Speicherwasserspiegel innerhalb von 30 Stunden um 12,85 Meter an und blieb mit seinem Höchststau von 762,85 m NN nur 15 cm unterhalb des zulässigen Hochwasserstauziels. Als großes Spektakel für die Öffentlichkeit erwies sich der Einsatz der neuen Hochwasserentlastungsanlage. Noch wesentlich dramatischer entwickelte sich das Hochwasser im August 2005, das mit einem Zufluss von 1.100 m<sup>3</sup>/s als etwa 300-jährliches Ereignis eingestuft wird. Trotz schwieriger Bedingungen gelang es, die Isaranlieger von Bad Tölz bis Moosburg vor größeren Hochwasserschäden zu bewahren.

Planung, Bau und Nachrüstung des Sylvensteinspeichers sind ein gutes Beispiel für weitsichtige und erfolgreiche Landespolitik. Trotz teilweise erheblicher Widerstände – insbesondere gegen die Dammerhöhung – haben die verantwortlichen Wasserwirtschaftsbehörden die notwendigen Schritte zielstrebig und konsequent umgesetzt. Pfingsten 1999 und im August 2005 hat die Natur die verbesserte Schutzwirkung des Sylvensteinspeichers auf die Probe gestellt. Gott sei Dank standen zu diesen Zeitpunkten bereits die neue Hochwasserentlastung und die wesentlichen Elemente der Dammerhöhung zur Verfügung, so dass die gewaltigen Hochwasserfluten wirkungsvoll beherrscht werden konnten und in den Städten und Gemeinden des Isartals keine gravierenden Schäden auftraten.

In Anbetracht des riesigen Schadenspotentials, das unterhalb des Sylvensteinspeichers besteht, kann der Wert dieser Hochwasserschutzeinrichtung wohl nicht hoch genug eingestuft werden. Dies bestätigte im Jahre 1999 auch die damalige Staatssekretärin Christa Stewens vom zuständigen Bayerischen Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen, angesichts der verhinderten Schäden in Millionenhöhe, mit den Worten: „Selten hat sich eine Vorsorgemaßnahme gegen Naturkatastrophen so schnell bezahlt gemacht.“





Abb. 1: Sylvensteinspeicher am 24. 08. 2005.

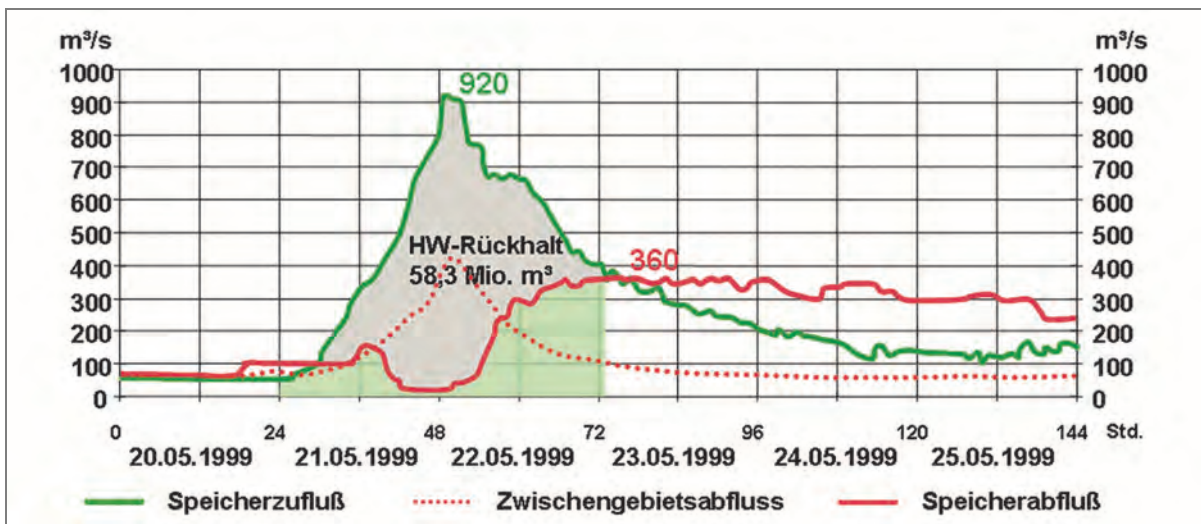


Abb. 2: Hochwasserbewirtschaftung 1999 am Sylvensteinspeicher.

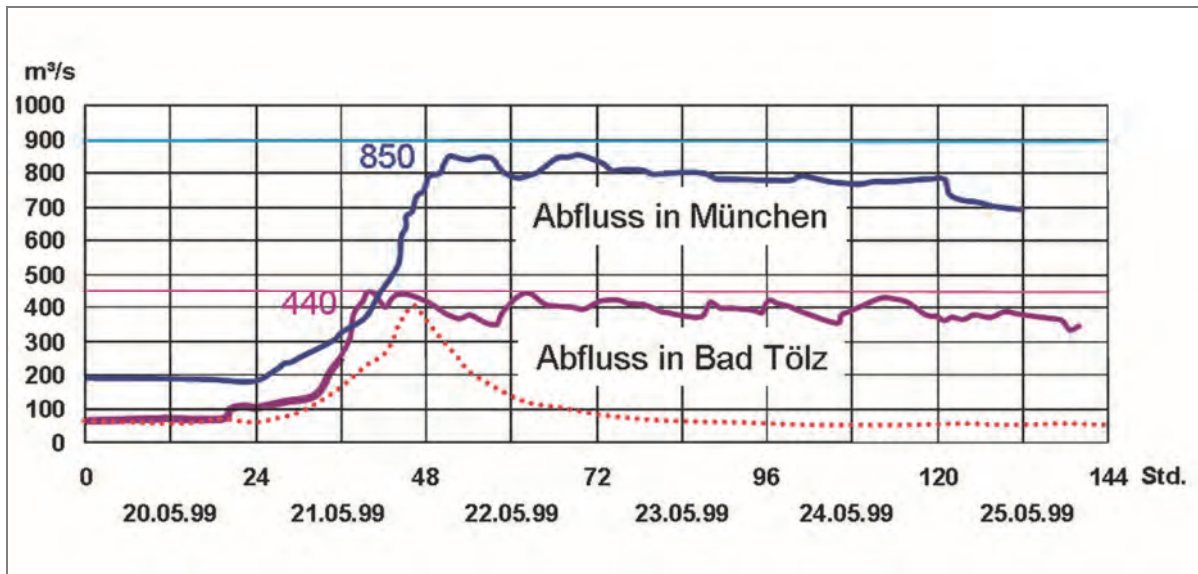


Abb. 3: Hochwassersituation in Bad Tölz und München.



Abb. 4: Hochwasserentlastung 1999 ( $260 \text{ m}^3/\text{s}$ ).

## **B. Die Planungen zur Ertüchtigung von Staudamm und Untergrund**

G. OVERHOFF, T. LANG und M. POPP

Führung: T. LANG

### **Vorspann**

Der Sylvensteinspeicher soll nach 50-jähriger Betriebszeit durch eine zusätzliche Schlitzwand im Damm und Untergrund sowie mit einem neuen Überwachungssystem für das Sickerwasser ertüchtigt werden. Die vorgesehenen Maßnahmen sind auch als Vorsorge gegen die Folgen möglicher Klimaänderungen zu verstehen, da die Größe und enge Abfolge der jüngeren Hochwasserereignisse in den Jahren 1999, 2002 und 2005 eine künftig stärkere Beanspruchung der Talsperren im alpinen Raum aufgrund des Klimawandels erwarten lassen.

### **Einführung**

Der Freistaat Bayern investiert hohe Summen in den Hochwasserschutz seiner Städte und Gemeinden. Alleine durch das Hochwasser-Aktionsprogramm 2020 wurden seit dem Pfingsthochwasser 1999 über 1 Mrd. € verbaut. Neben dem verstärkten Rückhalt in der Fläche sowie linearen Schutzbauten an den großen Flüssen in Form von Deichen, Schutzwänden und mobilen Elementen, stehen auch der gute Zustand und die Sicherheit der Hochwasserrückhaltespeicher im Blickpunkt.

Der Sylvensteinspeicher erfüllt als Bayerns ältester und wichtigster Wasserspeicher seit 1959 an der Isar seine Aufgaben u. a. beim Hochwasserschutz und hat bei den großen Hochwasserabflüssen seine Schutzfunktion insbesondere für die Landeshauptstadt München eindrucksvoll bewiesen.

### **Detailuntersuchungen des Dammes**

Der ursprünglich 42 m hohe und 180 m lange Damm gründet auf einer 100 m tiefen, mit Flussschleife verfüllten Erosionsrinne im Hauptdolomit, die beim Bau in den 1950er Jahren durch mehrreihige Injektionsschleier mit Tongel abgedichtet wurde. Der schlanke zentrale Dichtungskern besteht aus einem künstlich zusammengesetzten Erdbeton (Kies, Feinsand, Schluff mit Bentonitzugabe) mit anschließenden luft- und wasserseitigen Kaminfiltern aus Moränenkies. Der Stützkörper aus Flusskies mit Böschungsneigungen von 1:1,75 bis 1:2,5 prägt mit dem Steinsatz bzw. der Böschungsbegrünung das Bild der Dammoberfläche.

Jüngere Probebohrungen in den Dammuntergrund brachten Hinweise auf Bereiche erhöhter Durchlässigkeiten in der Dammgründungsebene und der Untergrundabdichtung. Die Ergebnisse der Untersuchungen und ihre kritische Bewertung unter Einbeziehung der gültigen DIN 19 700 (2004) ließen es sinnvoll erscheinen, mit den heutigen technischen Möglichkeiten eine zusätzliche Dichtung in den Dammkern und Untergrund einzubauen sowie ein komplett erneuertes Messsystem für Sickerwasser vorzusehen.

## Konzept zur Damm-Ertüchtigung

Die Talsperre liegt in einem wertvollen Naturraum, der Staudamm selbst im FFH-Gebiet. Um das äußere Erscheinungsbild des Bauwerks nicht zu verändern, wurden Lösungsansätze durch Maßnahmen im Damminnern verfolgt.

Als beste Lösung erwies sich eine 2-Phasen-Schlitzwand, deren Lage im Kern gegenüber der Dammachse geringfügig zur Luftseite versetzt wird. Die angemessene Tiefe der Schlitzwand wurde durch mehrere bis zu 140 m tiefe Erkundungsbohrungen in den Dammuntergrund und Finite-Elemente-Berechnungen ermittelt. Die Wechsellagerung der Kies- und Feinsedimentschichten und die stark schwankenden Durchlässigkeiten in der alten Untergrundabdichtung lassen ein Abteufen der Schlitzwand bis ca. 70 Meter unterhalb der Dammkrone sinnvoll erscheinen.

Zudem ist die Wiederherstellung eines nachweislich funktionsfähigen und aussagekräftigen Sickerwassermesssystems für die bayerische Wasserwirtschaftsverwaltung als Betreiber der Talsperre ein unerlässliches Ertüchtigungsziel, um mit dieser integralen und direkten Messung eindeutige Aussagen hinsichtlich des Sicherheitszustandes des Dammes treffen zu können – insbesondere bei großer Hochwasserbeanspruchung. Die entscheidenden Kriterien hierfür sind die Eindeutigkeit des Messsystems, die Qualität und Genauigkeit der Messwerte und ein direkter Bezug zu den Einflussgrößen.

Durch die geplante erneuerte Sickerwasserfassung wird über die gesamte Kerndichtungshöhe hinweg eine sektorale Überwachung und Zuordnung gegebenenfalls erhöhter Durchlässigkeiten möglich. Die dazu notwendigen Elemente und deren Anordnung wurden mittels Variantenuntersuchung optimiert (Abb. 5). Zu planen waren luftseitig angeordnete Drainagepfähle im Abstand von einigen Metern sowie ein begehbare Sickerwasserstollen mit einem Innendurchmesser von 2,5 m etwa auf Höhe der Aufstandsfläche des Dammes. Die Drainagepfähle werden an den Stollen angeschlossen, somit kann der Sickerwasseranfall permanent gemessen werden.

Der Sickerwasserstollen soll nach dem Abteufen der Dichtwand mit maschinellem Rohrvortrieb hergestellt werden. Dies erfolgt von der Hauptpressenstation aus, die in der Startkaverne im Fels untergebracht ist (Abb. 6). Von dort werden fertige Stahlbetonrohre horizontal in den geschütteten Erdamm gepresst. Am vordersten Rohrschuss befindet sich ein Bohrkopf mit hydraulisch angetriebenem Schneidrad. Auf der Zielseite des Stollens wird ein Vertikalschacht abgeteuft und eine Bergkammer für den Bohrkopf aufgeföhren. Der Rohrvortrieb wird lasergesteuert mit einer Lagegenauigkeit von wenigen Zentimetern durchgeführt. Das nachträgliche Aufföhren eines Stollens in einem bestehenden Staudamm dürfte ein weltweit bislang einzigartiges Unterfangen sein. Aufgabe ist es dabei, der Sicherheit des Staudamms während des Vortriebs stets bestmöglich Rechnung zu tragen.

## Terminplanung und Kosten

Der Vorentwurf einschließlich Variantenuntersuchung wurde im Dezember 2009 abgeschlossen, die Entwurfsplanung Anfang 2011 fertiggestellt. Der voraussichtliche Baubeginn ist für das Jahr 2012 geplant, Vorarbeiten – wie die Verbreiterung der Dammkrone und die Erstellung von Baustellenumföhren – haben im Juli 2011 begonnen. Die Gesamtkosten für Planung und Bauausföhren werden mit rd. 23,5 Mio. € brutto abgeschätzt. Während der gesamten Projektlaufzeit wird die TU München als wissenschaftlicher Berater beteiligt sein.

Da am wasserrechtlich genehmigten Umfang der Gewässerbenutzung keine Änderungen vorgesehen sind und auch kein Gewässerausbautatbestand beröhrt wird, können die Ertüchtigungsmaßnahmen am Staudamm, die im Wesentlichen die Wiederherstellung eines ursprünglich planfestgestellten Zustands bewirken sollen, ohne Wasserrechtsverfahren durchgeführt werden. Weiteres Augenmerk wird insbesondere den Belangen von Naturschutz und Landschaftspföhge, dem Straßenverkehr, der Fischerei sowie weiteren Belangen von Speichernutzern und Anliegergemeinden gewidmet. Insgesamt wird auch hier versucht, so schonend wie möglich vorzugehen. Deshalb sollen auch sämtliche Maßnahmen am und im Damm möglichst unter Beibehaltung des Normalstauziels im Sylvensteinspeicher durchgeführt werden. Alle für die Ertüchtigung erforderlichen Genehmigungen liegen seit Mitte April 2011 vor.

Offizieller Baubeginn war am 21. 07. 2011 mit einem Pressetermin, an dem die regionalen politischen Vertreter und Mitarbeiter des Wasserwirtschaftsamtes Weilheim teilnahmen. Zu Beginn der spektakulären Bauabschnitte – also der Herstellung der Dichtwand im Jahr 2012 und der Sprengarbeiten für die Kavernen im Jahr 2013 – werden weitere Termine stattfinden.

## Resümee

Der Sylvensteinspeicher ist in den 1950er Jahren mit den damals zur Verfügung stehenden technischen und finanziellen Ressourcen gebaut worden. In den 1980er Jahren wurde eine erste Generalertüchtigung des Dammkerns durchgeführt. In der Zwischenzeit ist der Damm um 3 m erhöht worden und er hat den Jahrhunderthochwassern von 1999 und 2005 erfolgreich widerstanden. Es ist nun an der Zeit, mit den neuesten Möglichkeiten der Ingenieurbautechnik ein System zu schaffen, das auch im Zeichen des Klimawandels für künftig zu erwartende, verstärkte Belastungen gerüstet sein wird. Deshalb hat sich der Freistaat Bayern entschlossen, diese technische und finanzielle Anstrengung zu unternehmen und so verantwortungsbewusste Daseins- und Zukunftsvorsorge zu betreiben.

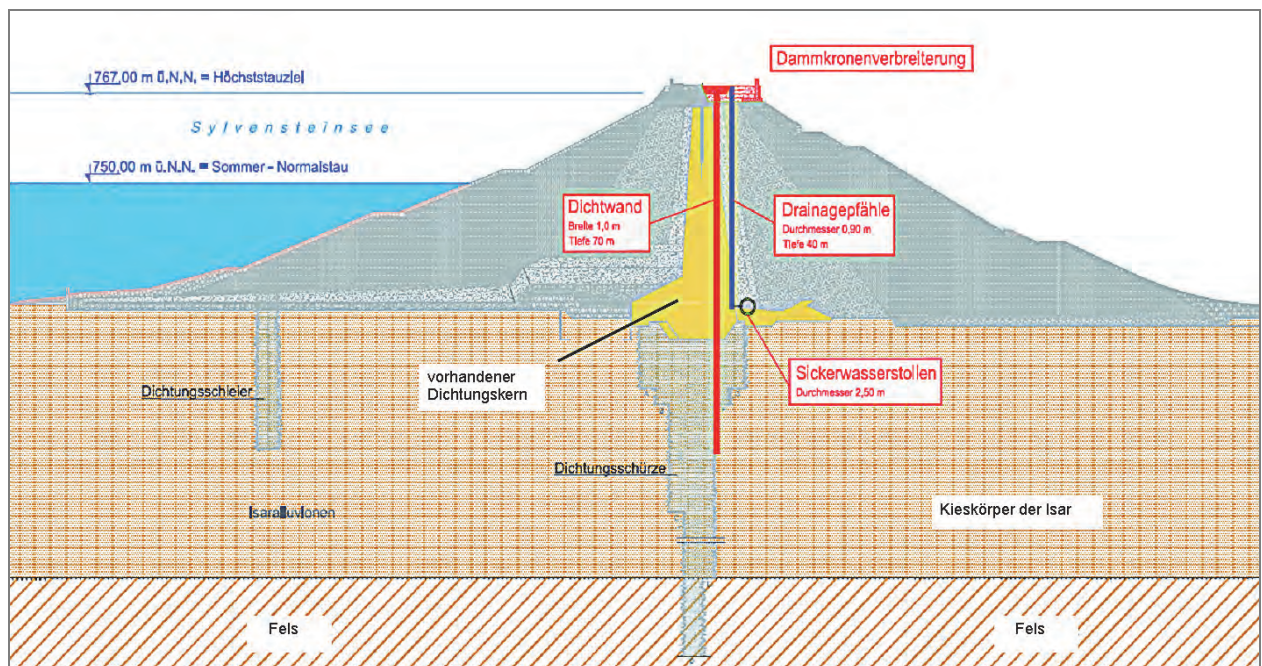


Abb. 5: Schematischer Querschnitt durch den Sylvensteindamm mit zusätzlicher Schlitzwand und neuem Sickerwassermesssystem.

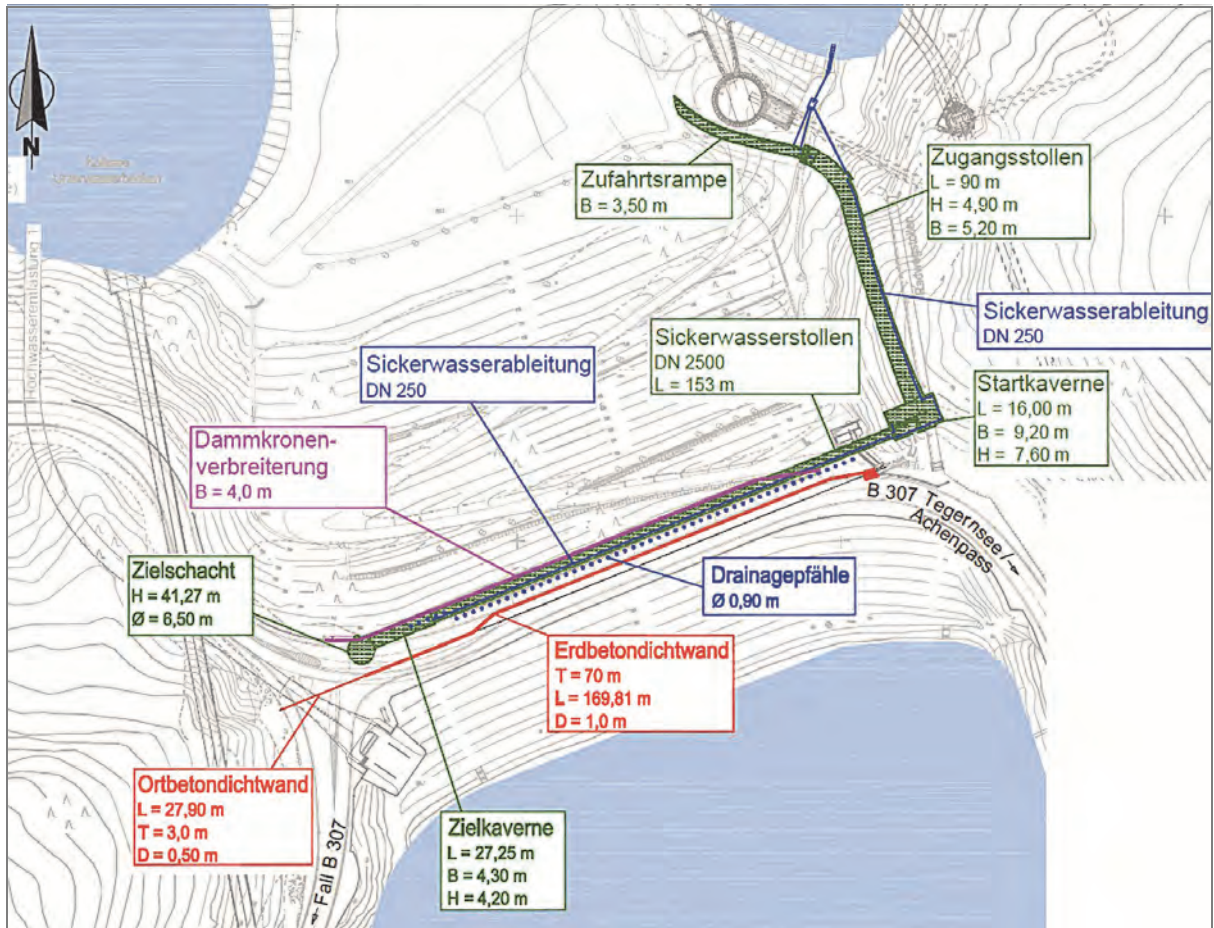
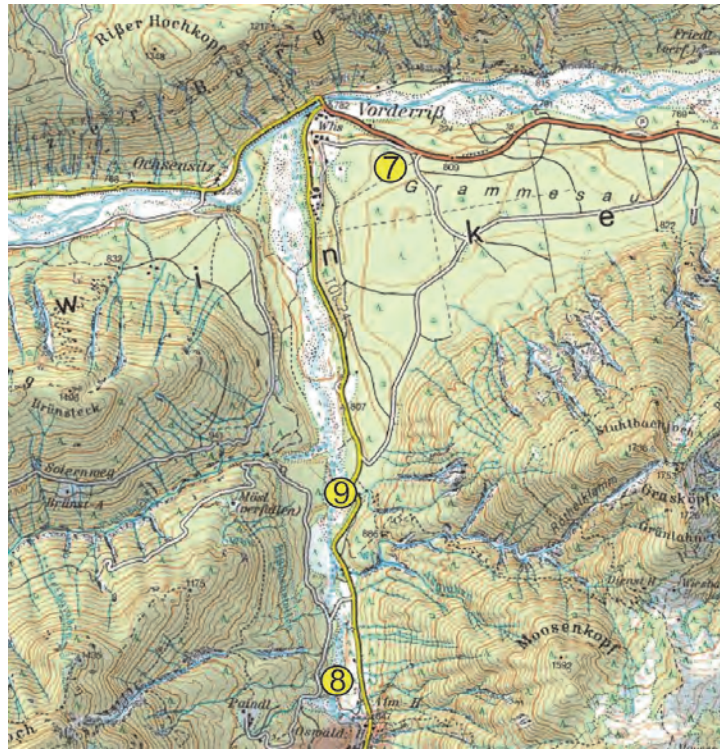


Abb. 6: Grundriss des Dammes mit den neu geplanten Anlagenteilen.

## Exkursion E4c – Tiefbohrung Vorderriß I Freitag, 23. 09. 2011

G.H. BACHMANN und M. MÜLLER  
Führung: G.H. BACHMANN



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:50.000, AMAP.

**7. Stopp:** Tiefbohrung Vorderriß, Isar-Terrassen.

### Lage

Die Tiefbohrung Vorderriß I wurde 1977–1978 in 16 Monaten auf 6468 m abgeteuft und war zeitweilig die tiefste Bohrung der Bundesrepublik Deutschland. Ausführliche Beschreibungen der geologischen, geophysikalischen und technischen Gesichtspunkte finden sich in BACHMANN & SCHMIDT-KALER (1981).

Die Bohrung lag im Isartal östlich des Weilers Vorderriß, etwa 25 km südlich von Bad Tölz (Abb. 1; TK 25 Vorderriß 8434, R: 44 58 237,8; H 52 68 819,6; 812 m ü. NN). Die Arbeiten erfolgten im Rahmen des sogenannten Erdgastiefenaufschluss-Programms der Bundesrepublik Deutschland unter Federführung des Erlaubnisinhabers Preussag AG Erdöl und Erdgas, zusammen mit den Firmen Gewerkschaft Brigitta, C. Deilmann AG, Deutsche Schachtbau- und Tiefbohrgesellschaft mbH und Wintershall AG. An den Kosten von etwa 50 Mio. DM beteiligte sich die öffentliche Hand mit 50 %.



Abb. 1: Die Tiefbohrung Vorderriß I im Sommer 1978.

Der Bohrplatz befand sich auf einer Terrasse der Isar in einem Naturschutzgebiet und maß in E-W-Richtung etwa 160 x 100 m. Die Ausfahrt des Platzes befand sich an der NE-Ecke und mündete in die Straße nach Lenggries, wo etwa 700 m östlich des Gasthofs Vorderriß der Anstieg der Straße endet. An dieser Stelle zweigt spitzwinkelig auch ein noch immer vorhandener Schotterweg zum Forsthaus Vorderriß ab, an welchem man sich heute orientieren kann. Nach Beendigung der Bohrarbeiten blieb der Platz eingezäunt, wurde rekultiviert und mit Mischgehölzen bepflanzt, die sich vom umgebenden, durch Rotwild geschädigten Nadelwald deutlich unterscheiden. Ansonsten erinnert dort nichts mehr an diese bedeutende Bohrung.

## Geophysik

Vorderriß I wurde auf die Hochlage eines in ca. 3200 m Tiefe kartierten Reflexionshorizontes angesetzt. Dieser wurde als Basis der kalkalpinen Decken angesehen, befand sich tatsächlich aber in den Raibler Schichten der Lechtal-Decke. Die seismischen Geschwindigkeiten betragen im Hauptdolomit über 6000–7000 m/sec. Reflexionsbänder 0,6 sec unter der Endteufe machen noch 1500–2000 m allochthones Helvetikum und Molasse wahrscheinlich (Abb. 3–4).



## Geologie

Vorderriß I wurde im Scheitel des Wamberger Sattels angesetzt, einer bedeutenden E-W-verlaufenden Oberflächenstruktur in den bayerischen Kalkalpen. Die Bohrung traf folgendes Profil an (BACHMANN & MÜLLER, 1981; Abb. 2–4):

- 362 m Quartär
- 
- 4186 m Lechtal-Decke (Hauptdolomit bis Alpiner Muschelkalk)
- Überschiebung -----
- 6922 m Allgäu-Decke (Allgäu Schichten bis Raibler Schichten)
- Überschiebung -----
- 6401 m Randschuppe (Losensteiner Schichten, Aptychen-Schichten, Ober-Dogger, verschuppt)
- Überschiebung -----
- 6468 m Helvetikum (Wang-, Amden-Schichten, Seewen-Kalk; Endteufe)

Das *Quartär* ist mit 362 m sehr mächtig wegen lokaler Übertiefung des Isar- und Rissbachtals durch pleistozäne Gletscher-Konfluenz (FRANK, 1979).

Die kalkalpine *Lechtal-Decke* besteht aus einer ungewöhnlich mächtigen, scheinbar sequenten Abfolge. Bei 2880 m trat jedoch in den Raibler Schichten ein Wechsel im Schichtfallen und eine starke sprunghafte Erhöhung der Vitrinitreflexion auf, weshalb eine Trennung in zwei Teildecken interpretiert wurde (Lechtal-Decke I und II). In der kalkalpinen *Allgäu-Decke* wurde 15 km südlich der Deckenstirn eine unerwartet vollständige und mächtige sequente Abfolge mit sprunghaft erniedrigter Vitrinitreflexion angetroffen. Das Kalkalpin ist im Bereich der Bohrung unter Berücksichtigung der umliegenden Hauptdolomit-Gipfel etwa 7,5 km mächtig.

Die alpine „*Randschuppe*“ ist nur rund 100 m mächtig und ähnlich wie im Ausstrichbereich. *Rheno-danubischer Flysch* wurde nicht angetroffen, desgleichen kein *Ultrahelvetikum*. Vom allochthonen *Helvetikum* wurden noch 67 m erbohrt.

Der geothermische Gradient ist mit 2,2 °C/100 m um ein Drittel niedriger als normal, aber für die Alpen üblich.

## Erdölgeologie

Die Bohrung traf die Basis des Kalkalpins relativ tief und strukturell ungünstig an. Die Reifegrade sind teils im Öl-, teils im Gasfenster, jedoch prätektonisch. Muttergesteine sind kaum vorhanden. Es wurden keine Porenspeicher und nur geringmächtige Kluftspeicher angetroffen. Vereinzelt traten beim Bohren Spuren von Öl und Gas sowie H<sub>2</sub>S auf.

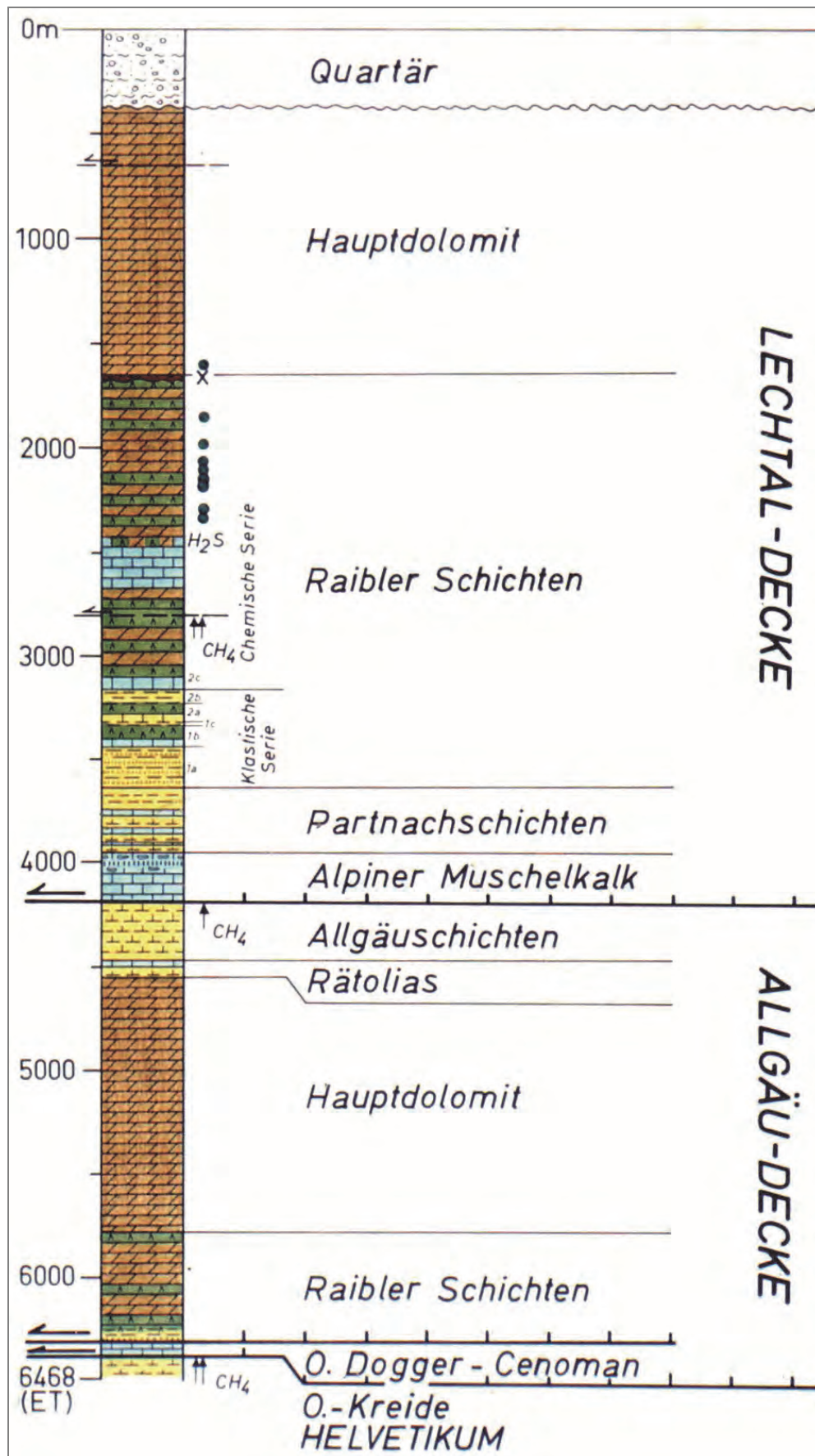


Abb. 2: Geologisches Profil der Tiefbohrung Vorderriß 1.

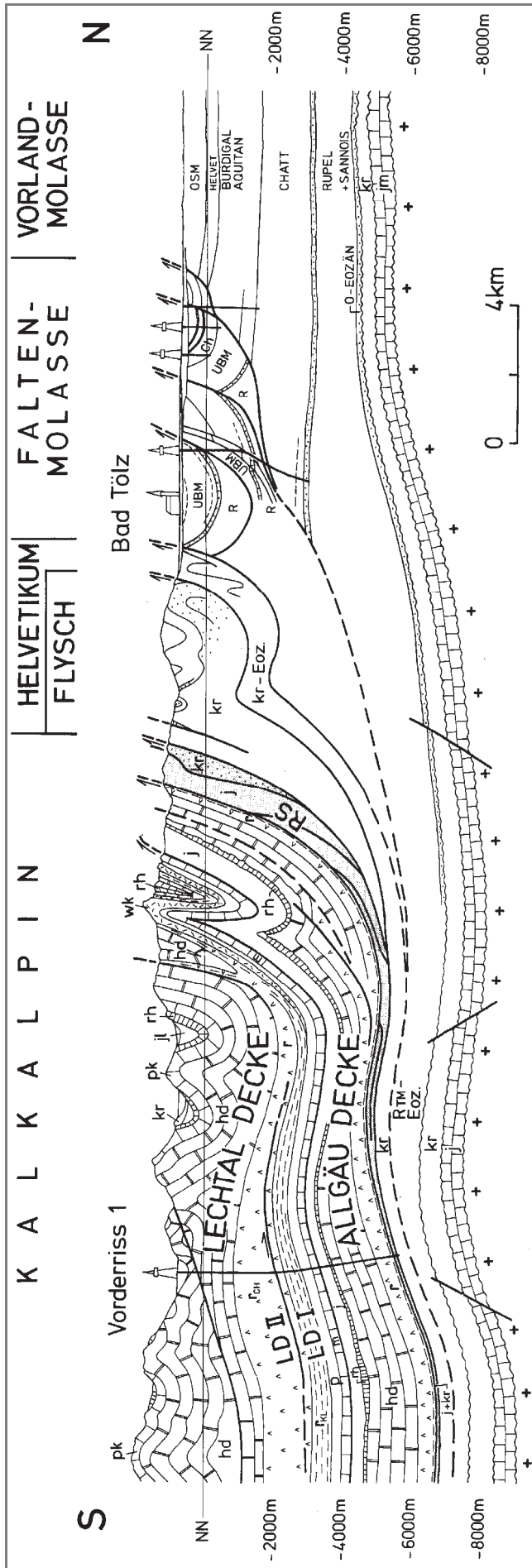


Abb. 3: Schematisches geologisches Querprofil durch Vorderriß I. Nach BACHMANN & MÜLLER (1981).

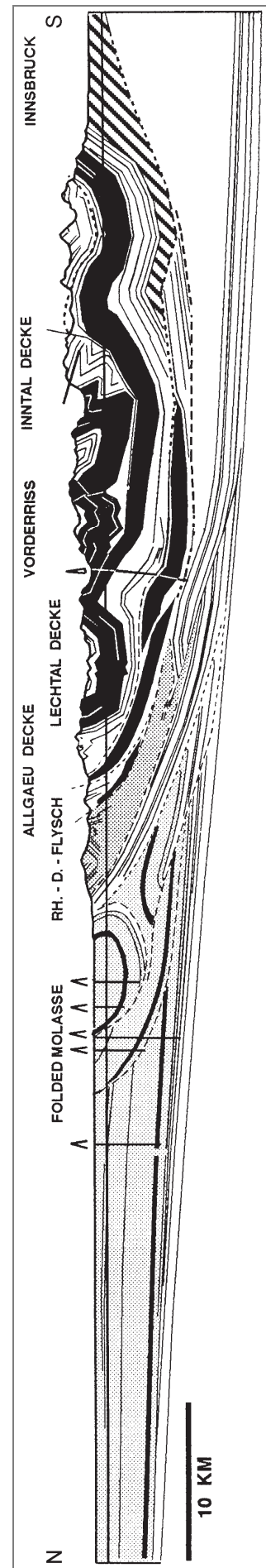


Abb. 4: Schematisches geologisches Querprofil durch Vorderriß I. Nach ROEDER (1994).

## Bohrtechnik

Eingesetzt wurde eine neue dieselelektrische Tiefbohranlage des Typs I320-UE der Deutschen Schachtbau- und Tiefbohrgesellschaft (Abb. 1), welche folgende technische Daten hatte: Turmhöhe 55,5 m, Hakenregellast 385 t, Hakenausnahmelast 453 t, Hebewerk 1800 PS, Seildurchmesser 1 1/2", zwei 1600 PS-Spülpumpen, vier 800-kW-Generatoren.

Die Bohrung war ursprünglich auf 5300 m geplant. Die Rohreinbauteufen entsprachen der Planung, was durch das Fehlen überhydrostatischer Drücke begünstigt wurde: 30"-Standrohr bis 40 m, 24 1/2"-Futterrohre bis 280 m, 18 5/8"-Futterrohre bis 1040 m, 13 3/8"-Futterrohre bis 2598 m, 9 5/8"-Futterrohre bis 4015 m, 7"-Liner bis 5400 m. Es war jedoch möglich, aus dem 7"-Liner die Bohrung mit 5 7/8" bis zur Endteufe von 6468 m zu vertiefen und die Unterlage des Kalkalpins anzubohren. Trotz des geringen Durchmessers konnte danach bis 6425 m vermessen und zu Testzwecken ein 5"-Liner bis 6442 eingebaut werden.

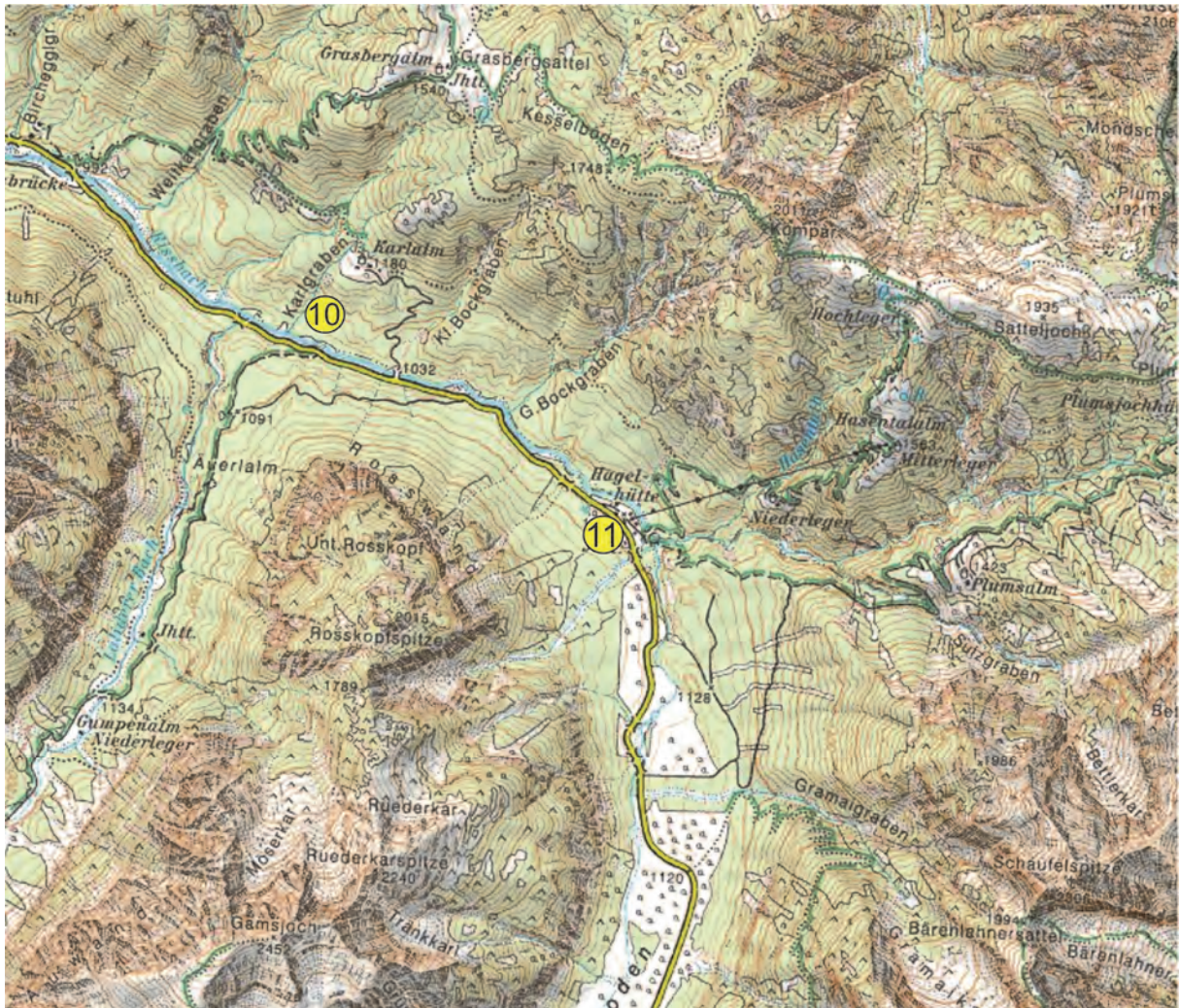
Ab ca. 4600 m wurden statt Drehtisch und Rollenmeißel überwiegend Vorortantriebe mit Diamantmeißel sowie Ölspülung eingesetzt. Die Bohrung war durch zahlreiche Fangarbeiten und zwei Ablenkungen bei 4610 m und 6320 m erschwert. Insgesamt wich das Bohrloch etwa 550 m nach Norden ab. Erstmals wurde eine Data-Unit eingesetzt, welche die Bohrparameter kontinuierlich aufzeichnete. Die sich über 3 Monate erstreckenden Tests ergaben keine nennenswerten Zuflüsse. Deshalb wurde die Bohrung als nicht fündig erklärt und verfüllt.

## Literatur

- BACHMANN, G.H. & SCHMIDT-KALER, H. (Red.) (1981): Die Tiefbohrung Vorderriß I (Kalkalpen, Bayern). – Geol. Bavarica, 81, 250 S., München.
- BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriß I (Kalkalpen, Bayern). – Geol. Bavarica, 81, 17–53, München.
- BACHMANN, G.H., KOCH, K., MÜLLER, M. & WEGGEN, K. (1981): Ergebnisse und Erfahrungen bei der Exploration in den bayerischen Alpen. – Erdöl-Erdgas Z., 97, 127–133, Hamburg.
- BACHMANN, G.H., DOHR, G. & MÜLLER, M. (1982): Exploration in a classic thrust belt and its foreland: Bavarian Alps, Germany. – Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 66, 2529–2542, Tulsa.
- BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M. (1995): Das autochthone Stockwerk unter der Bohrung Hindelang I (Allgäuer Alpen) und im deutschen Alpenvorland. – In: H. RISCH (Red.): Die Tiefbohrung Hindelang I (Allgäuer Alpen), Geol. Bavarica, 100, 117–129, München.
- FRANK, H. (1979): Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 29, 77–99, Hannover.
- HAUNSCHILD, H. & JERZ, H. (Red.) (1981): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000. – 3. Aufl., 168 S., München 1981.
- ROEDER, D. (1994): Aufsuchungsgebiet „Suedbayern“. A hydrocarbon exploration concession at the Alpine north front in Bavaria. Work sketches of a pre-award reconnaissance study (1994): Geology, structure, hydrocarbon potential, pre-drilling strategy. – Unveröff., 17 S.
- ROEDER, D. & BACHMANN, G.H. (1996): Evolution, structure and petroleum geology of the German Molasse Basin. – In: P.A. ZIEGLER & F. HORVATH (Eds.): Peri-Tethys Mem. 2: Structure and prospects of Alpine basins and forelands, Mem. Mus. national Hist. Nat., 170, 263–284, Paris.

## Exkursion E4d – Quartär des Ristales Freitag, 23. 09. 2011

Führung: Ch. SPÖTL



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:50.000, AMAP.

- 8. Stopp:** Ristal, Oswald Hütte: Einführung in die Quartärgeologie und Überblick über das große Delta des Paläo-Rissbaches. Mittagspause (siehe Übersichtskarte E4c).
- 9. Stopp:** Parkplatz nördlich Oswaldhütte: Wanderung am Rissbach flussaufwärts, Ansprache der Sedimente des Bottomsets, der Foresets und der Topsets des Delta-Komplexes, Diskussion der Genese und Provenienz der Klastika. Offizielles Ende der Exkursion und der Tagung ca. um 14:15; Busshuttle für Abreisende zu den Quartieren nach Achenkirch und zum Bahnhof Jenbach (15:26 Zug nach Wien) (siehe Übersichtskarte E4c).

Für Interessierte/je nach Bedarf Fortsetzung der Exkursion möglich (z. B. mit 1 Bus):

**10. Stopp:** Parkplatz unterhalb der Karlalm; Wanderung in den Karlgraben und Erarbeitung der Oben-grob-Abfolge. Diskussion der Stausee-Situation(en) im Pleistozän.

**11. Stopp:** An Straße südlich Haglhütten: Blick in den Talschluss (Eng-Almen, Großer Ahornboden), Diskussion der Talgenese.

Rückfahrt mit Bus nach Achenkirch bzw. weiter nach Jenbach.

Exkursionsende ca. 17:00

Rissbach-Wanderung einfach (je nach Wasserführung), Aufstieg/Abstieg im Karlgraben steil.

