

Zur Geologie des Vorderrheintales

Autor(en): **Weber, Eugen**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Wasser- und Energiewirtschaft = Cours d'eau et énergie**

Band (Jahr): **62 (1970)**

Heft 7-8

PDF erstellt am: **21.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-921066>

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.

Beilagen: 1 geologische Karte und 7 Querprofile (Faltblatt nach Seite 198)

Die Geschichte der Geologie Graubündens ist eines der interessantesten Kapitel der gesamten Alpen. Auch hier ist Bünden das Land der Gegensätze, zugleich aber auch das Land der überbrückenden Verbindungen, der Schlüssel zur Erkenntnis der Zusammenhänge des gewaltigen Alpenbaues. Die geologischen Phänomene Graubündens finden sich nirgends so grossartig akzentuiert und auf so relativ kleinem Raum gesammelt wie im Vorderrheintal. Es sind dies besonders die faziellen Gegensätze, grosse Ueberschiebungen und grandioser Deckenbau, sowie die mannigfaltigste geologische Geschichte. Das Vorderrheintal besitzt daneben in der Landschaft um Flims den grössten Bergsturz Europas.

Wenn wir die beigelegte geologische Karte und die Profile betrachten, so fallen uns die rotgefärbten, grossflächig auftretenden Kristallingebiete im Westen, zwischen Tavanasa und Oberalp auf. Im Osten die bunte Palette des sedimentären Deckengebirges, gewaltiger alpiner Schubmassen. Die Rheinlinie bildet ungefähr die Grenze verschiedener Faziesräume der alpinen Sedimentation. Den kalkigen Schichtreihen der helvetischen Kette, das heisst der Tödi-Ringelkette im Norden, steht die Bündnerschieferentwicklung im Süden des Rheins gegenüber.

Die kristallinen Gebirge

Wenden wir uns zuerst den kristallinen Gebirgskörpern zu. Von Norden nach Süden wird dieser Raum aufgegliedert durch das Aarmassiv, das Tavetscher Zwischenmassiv, das Gotthardmassiv und isoliert im Süden das Massiv der Adula. Die einzelnen Massive lassen sich gliedern in:

1. die granitischen Intrusionskerne mit ihren Teilintrusionen;
2. ihre Schieferhüllen mit den mechanisch eingeklemmten und tektonisch hineingeschleppten Sedimentschuppen.

Die granitischen Intrusionskerne entsprechen den antiklinalen, die Schieferhüllen und ihre Sedimenteintragerungen dagegen den synklinalen Zonen des Gebirges.

Der Bau der einzelnen WSW—ENE streichenden, meist steilstehenden kristallinen Elemente kann in grossen Zügen wie folgt dargelegt werden:

AARMASSIV

1. Postpermischer Sedimentmantel des kristallinen Grundgebirges, Paragneise und Mischgneise.
2. Zone des Erstfeldergranites, Ortho- und Paragneise.
3. Kristalline Schieferhülle des zentralen Aaregranites.
4. Zone Aaregranit mit basischen und sauren Teilergüssen.
5. Fugenzone zum Tavetscher Zwischenmassiv, stark gestört; Grünschiefer, Altkristallin, Quarzite, zum Teil Dolomite, Kalke, Rauhwacken.

TAVETSCHER ZWISCHENMASSIV

Kernschuppenzone, vorwiegend Kristallin, muskovitreiche Paragneise, Serizitschiefer, Phyllite, Amphibolite, Serpentin.

GOTTHARDMASSIV

1. Nördliche jungsedimentäre Mulde, auch Urseren-Garvera Mulde genannt. Trennzone zum Tavetschermassiv, oberkarbonische bis jurassische Gesteine, Phyllite, Konglomerate (Verrukano), auch Triasgesteine.
2. Nördliche polymetamorphe Zone mit Paragesteinen, Karbon und ältere Paragneise, Kalksilikatgesteine.
3. Zentrale Zone mit mächtigen Granit- bis Granodioritstöcken.
4. Südliche jungsedimentäre Gesteine, Zone mit Trias bis Bündnerschiefer, zum Teil tief im Massiv eingekeilt (Scopi).

ADULAMASSIV

Eine tiefgreifende Synklinale trennt das Gotthardmassiv vom südlichen Adulagneis. Dieser gehört den unteren penninischen Decken an und ist die Heimat der gewaltigen Bündnerschiefermassen im Süden der Vorderrheinlinie. Unter dem Vorstoss der Tambodecke zeigt das Adulakristallin grosse Zerschürfungen und eine ausgesprochene Schuppenaufteilung.

Zum weiteren Verständnis ist vorerst auf einige Besonderheiten der einzelnen Kristallinzonen hinzuweisen. Dabei kommt der Ausbreitung und dem Verlauf des Aarmassivs besondere Bedeutung zu. Aus der Aare-Reuss-Kulmination senkt sich der Massivscheitel mit schwachem Gefälle nach Osten (Profil VI und VII), um dann steil, an die 2500 m, in die Muldensenke im Vorabgebiet abzufallen (Profile II bis V). Nach Osten findet bei Vättis ein letztes Aufbäumen des Aarmassivs statt, um dann endgültig zu verschwinden. Diese Senke von rund 25 km Breite und 2,5 km Tiefe im nördlichsten Kristallinmassiv der Alpen hatte einen entscheidenden Einfluss auf den gebirgsbildenden Vorgang östlich der Linth, auf den wir noch zurückkommen.

Im weiteren ist auf die unklare Stellung des Tavetscher Zwischenmassivs hinzuweisen. Dieses wurde und wird heute noch als die Heimat der Helvetischen Decken angesehen. Wenn wir aber auf unserer Karte und den Profilen IV bis VII diesen schmalen, kaum 2,5 km breiten Kristallinkeil betrachten, so hält es schwer, eine Deckmasse von 30 bis 40 km Tiefe aus diesem Kristallinbereich zu beziehen, auch dann nicht, wenn wir eine sicher stattgefundene ausserordentliche Pressung und damit Zusammenschiebung dieser Zone annehmen müssen. Schon Prof. P. Niggli hatte auf einen starken Zusammenhang zwischen Tavetscher- und Gotthardmassiv hingewiesen (Serpentin und Giltsteine), und von einem nördlichen Teillappen des Gotthardmassivs gesprochen. Mit dieser Annahme wäre auch genügend Raum für die Beheimatung der helvetischen Decken vorhanden, nämlich ein nördlicher Teil des Gotthardmassivs und das Tavetscher Zwischenmassiv zusammen.

Gegen Osten, im Abschnitt Tavanasa-Brigels, sehen wir das Gotthardmassiv und das Tavetscher Zwischenmassiv unter Verrukano und Bündnerschiefer untertauchen (Profil IV). Wenn auch mit Sicherheit angenommen werden muss, dass diese Massive nach Osten zu auskeilen, so dürften sie doch bis in die Gegend von Flims weiterziehen. In einer grossartigen Flexur schmiegen sich die kristallinen Massen der Muldensenke des nördlichen Aarmassivs im



Bild 1 Blick von der Alp Soliva im Val Medel auf die Gebirgskette von Tödi (3620 m ü. M.), Bifertenstock und Brigelserhörner
(Photo Geiger/Flims-Waldhaus)

Vorabgebiet an. Die vor- und aufwärts geschleppten Kristallinfetzen aus dem Tavetscher Zwischenmassiv im Raume Brigels-Waltensburg bis zur Alp Rubi (2200 m. ü.M.) weisen darauf hin, dass durch die Ueberschiebung der grossen Schubdecken beträchtliche Teile des Tavetscher- und Gotthardmassivs an und über die südlichen Elemente des Aarmassivs im Bereiche der Achsendepression mitgeschleppt wurden.

Zum Abschluss dieses Kapitels wenden wir uns nochmals dem Aarmassiv östlich des Tödi zu. Im Querschnitt Tödi-Frisal taucht das zusammenhängende Kristallengebiet des Aarmassivs unter das helvetische Deckengebirge. Seine Existenz im Osten ist jedoch durch die grossartigen Fenster von Sandalp, Limmern, Vättis und Tamins verbürgt (siehe Karte und Profile I, V und VI). Diese gewaltigen

Tief- und Einblicke durch über 1000 m mächtige Sedimentfolgen bis ins Kristallin sind in tektonischer und stratigraphischer Hinsicht geologisch einzigartig. Die Verschiedenartigkeit der in den einzelnen Fenstern aufgeschlossenen Gesteinsprovinzen erlauben uns, eine Parallelisierung mit gleichen Zonen im westlichen Aarmassiv vorzunehmen. Dabei ergibt sich die Erkenntnis, dass das Aarmassiv gegen Osten immer mehr auffächert und in seiner Streichrichtung aus dem normalen Alpenstreichen nach ENE in eine NNE Richtung ausdreht. Von Norden nach Süden können wir aus dem Querschnitt Linthal—Trun zu demjenigen von Sargans—Reichenau folgende Parallelisation vornehmen: Erstfelder Massiv—Aufwölbung von Wangs; Sandalp—Lavtina (Weisstannen Ost); Tödi—Dom von Pfäfers; Punteglas—Vättis; Trun/Alp de Mun—Tamins.

Die Deckengebirge

Die auf der Karte und den Profilen so klar herausstechenden Gebiete der Sedimentgesteine sind zugleich die Zonen gewaltiger alpiner Schubmassen. Im Süden der Rheinlinie die Bündnerschieferfront, die vom ausgedehnten kristallinen Kern der Adula abgeschürft und nach Norden vorgetragen wurde. Diese Bündnerschieferfront stiess auf ihrem Vormarsch im Bereiche des mittleren Gotthardmassivs auf eine vorwiegend kalkig ausgebildete Sedimentserie der sogenannten helvetischen Schichtreihe. Beim Vorschub der Tessiner Elemente, das heisst bei der Ueberschiebung der Bündnerschieferzone gegen diese helvetische Region, wurde zunächst die Sedimenthülle des un-

mittelbar benachbarten Gotthardmassivs von der allgemeinen Nordbewegung der Massen in Mitleidenschaft gezogen und nach Norden gepresst, bis sie schliesslich als eigenes Schichtpaket von ihrer angestammten kristallinen Unterlage abgetrennt und separat nach Norden vorgeschürft wurde. Dieses primär gotthardmassivische Sedimentpaket überschob sich dabei auf den nordwärts anschliessenden Schichtstoss des Aarmassivs, grosse Teile desselben an seiner Basis mit sich vorwärtsreissend und in einzelnen Gesteinsscherben dieselben weithin mitschleppend in der Richtung auf den Alpenrand. Das ist nichts anderes als die grosse Glarner Ueberschiebung auf die

einzelnen Elemente des Aarmassivs, jene klassische Glarner Ueberschiebung.

DAS HELVETISCHE DECKENGEBIGRGE

Der anbrandenden penninischen Front hielt nur der Eckpfeiler des Tödi stand. Wie die Profile V und VI zeigen, sind die Sedimente in diesem Gebirgsabschnitt fest im kristallinen Untergrund verwurzelt, also autochthon. Im Norden und Westen, quasi im Schubschatten der Tödikulmination, finden wir die Sedimente in ungestörter Lagerung zum Kristallin.

Um so stärker wirkten sich die Schub- und Schleppkräfte im Bereich der Vorabdepression und im Rücken der Kuppel von Vättis aus. Eine Betrachtung der Profile IV bis I zeigt, wie sich aus einer Verfingering des Sedimentmantels im Panixerabschnitt nach Osten immer weiter nach Norden reichende und mächtiger werdende Decken entwickeln. Im Profil I reichen die Decken des Tschepp-Calandagebietes bis über das Calfeisental hinaus und stirnen als isolierte Elemente (Drachenberg, Gigerwaldspitz) im Wildflysch. Diese Decken, die mit ihren rückwärtigen Partien noch fest im autochthonen Sedimentmantel wurzeln und eindeutig unter der alles überfahrenden Glarner Stammschubmasse liegen, sind die parautochthonen Decken.

Es ist an dieser Stelle angezeigt auf die Wildflysch-Serie hinzuweisen, deren Ablagerungsgebiete am Nordrand unserer Karte und in den Profilen I bis IV dargestellt sind. Dieser Wildflysch setzt sich zusammen aus jüngeren Gesteinen aus der Kreide-Tertiärzeit. Es sind Quarzite,

Kalke, Sandsteine, Konglomerate, Breccien und Schiefer, die ihre Heimat im Grenzgebiet zwischen Penninikum und südlichem Helvetikum hatten. Sie wurden auf ihrem Weg nach Norden vor der Hauptdeckenfront hergeschoben und glitten als subaquatische Massen in den Trog, der sich im Norden des langsam aufsteigenden Aarmassivs befand. Diese Gesteinsmassen — auch ultrahelvetisch genannt — liegen heute den autochthonen Sedimenten auf, aber eindeutig unter der Hauptüberschiebung. Sie werden deshalb auch als eingewickelter Flysch bezeichnet.

Ueber Aarmassiv, Parautochthon und Wildflysch hinweg schwingt sich heute in weitgespanntem Bogen die helvetische Hauptdecke, die Glarner Stammschubmasse. Beheimatet im Bereiche des Tavetscher Zwischenmassivs und des nördlichen Gotthardmassivs, sehen wir die heutige zusammengesobene Wurzelzone in den Verrukanovorkommen im Vorderrheintal (Profile IV bis VI, sowie Karte im Abschnitt Flims-Somvix S). Im Norden der Karte und in den Profilen II bis IV treffen wir im Bereiche der Deckenkulmination auf die nur noch in Deckenrelikten vorhandenen Basisschichten des Verrukano. Ruchi, Hausstock, Vorab, Segnes, Trinserhorn und Ringel sind diese bekannten Gipfelzonen, unter denen die weithin sichtbare Hauptüberschiebungsfläche (Schnur) durchzieht. Ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes, vom Kärf über Walensee-Flumserberge bis hinüber zum Pizol, liegt die gewaltige Hauptmasse dieser Schubdecke.

Der Verrukano als alter Kern der Glarnerdecke prägt das Landschaftsbild der Talhänge zwischen Ilanz und Tavanasa. Die Terrassen von Seth bis Brigels auf der Nordseite und das ganze besiedelte Gebiet von Obersaxen

Bild 2 Das auf sonniger Terrasse gelegene Dorf Breil/Brigels; im Hintergrund Piz Ner (links) und die verschneiten Brigelserhörner

(Photo Geiger/Flims-Waldhaus)



im Süden liegen auf diesen permotriasischen Gesteinen. Wir können zwei Verrukanotypen unterscheiden, den härteren, körnigen, fast gneisartigen Ilanzverrukano, verbreitet an den unteren Talhängen, und den schiefrigen Verrukano, der die Hauptmasse der Ueberschiebungsdecke bildet. Diese riesigen Verrukanomassen sind im helvetischen Faziesbereich einmalig. Es muss also zur Perm- und frühen Triaszeit im südlichen Vorderrheintal zur Ablagerung dieser Verrukanomassen gekommen sein, die ein Gebiet von rund 35 x 50 km² bedeckten.

Bei der Ueberwindung des Aarmassivrückens wurde der gesamte westliche Teil der Glarner Schubmasse infolge der resistenten Tödikulmination aus einer mehr WSW—ENE verlaufenden Stirnfront in eine Nord—Süd verlaufende umgedreht, die unmittelbar östlich des Linthtales zum Stehen kam. Wir sehen denn auch die tiefgreifenden und ausgeprägten Bewegungsspuren im Abschnitt Biferten—Panixerpass ebenfalls in nordsüdlicher Richtung verlaufen (Limmernbrüche).

Abschliessend zu diesem Kapitel sollen noch die geologischen Verhältnisse im Domleschg kurz gestreift werden. Wie aus der beiliegenden Karte und dem Profil I ersichtlich ist, ziehen reliktische helvetische Gesteinsschollen bestehend aus Kristallin, Trias, Dogger und Malm im Domleschg bis in die Gegend von Rodels. Die Frage ist, handelt es sich hier um Bergsturztrümmer aus dem Kunkelser Bergsturzgebiet, oder um auf- und mitgeschürfte Reste von helvetischem Autochthon, welches hier unmittelbar unter der Hauptüberschiebung liegt? Die Entscheidung werden wohl erst tiefe Bohrungen in diesem Gebiet bringen. Bis heute besitzen wir zwei Bohrungen von je 80 m Tiefe, die eher auf ein Vorkommen von Gesteinen aus der nahen Hauptüberschiebungsfläche deuten.

DAS DECKENGEIRGE DER BÜNDNERSCHIEFER (Penninikum)

Wenn wir im vorherstehenden Kapitel von einem Sedimentationsbereich der helvetischen Decken im Raume des Tavetscher Zwischenmassivs und des nördlichen Gotthardmassivs gesprochen haben, so wurde bereits angedeutet, dass auf dem südlichen Teil des Massivs gotthardmassivische Bündnerschiefer auflagen. Ihre heutige Ausbreitung sehen wir auf der beigelegten Karte und den Profilen. Dieses Schichtpaket, zwischen den nördlichen harten Sedimenten und den südlichen Schiefermassen der Adula gelegen, hat zusammen mit dem liegenden Kristallin eine ausserordentliche Tektonisierung erfahren. Während das Kristallin im Profil VII eine ausgesprochene Fächerstellung einnimmt, und der Sedimentkeil der Scopimulde nach Norden einsticht, zeigen die Profile VI bis II eine langsame, stetig zunehmende Ueberkipfung der Schichten nach Norden. Die Scopimulde wird nach Süden geöffnet, überdreht und gerät im Valsertalquerschnitt bereits in die Stellung einer Ueberschiebungsdecke.

Die Bündnerschiefermassen der Aduladecke, die in breiter Front denjenigen des Gotthardmassivs aufliegen, haben gemeinsam grosse Teile des Gotthard- und Tavetschermassivs im Abschnitt Tavanasa-Reichenau überfahren (Profile II bis IV). Gerade im Abschnitt des Val Gronda se-

hen wir (siehe Karte) die Nordfront um rund 4 km vorspringen, die davorliegende Achsendepression des Aarmassivs deutlich ausnützend auf ihrem Weg nach Norden.

Es ist erst in den letzten Jahren gelungen, etwas Licht in die Aufgliederung dieser gewaltigen Schiefermassen — die von der Rheinlinie bis zu den Tessiner Kristallinkernen reichen — zu bringen. Ganz spezielle Schwierigkeiten bereitet die Auseinanderhaltung grosser tektonischer Schichtanhäufungen durch Schuppungen, Grossfaltung, Verkehrtserien und Ueberschiebungen, gegenüber Sedimentationszyklen, die in ihrem Ausdehnungsbereich an Mächtigkeit rasch zu- und abnehmen. Dazu kommt eine ausgesprochene Fossilarmut der Gesteine, was die Altersbestimmungen und damit die Entwirrung der Lagerungsverhältnisse ausserordentlich erschwert.

Aus den beigelegten Graphica können wir über den gotthardmassivischen Bündnerschiefer eine mächtige basale penninische Zone ausscheiden, die besonders im westlichen Teil durch eingelagerte Triasgesteine gegliedert ist. Entsprechend dem allgemeinen Achsengefälle nach Osten, in die Senke des einstigen Urrheins, der entlang einer Linie Septimer — Oberhalbstein — Mutten — hinteres Domleschg — Segnespass floss, komplettieren sich die Schichtserien und tektonischen Einheiten im Hangenden dieser basalen penninischen Bündnerschiefermassen. Es sind dies von unten nach oben (siehe Karte und Profile I bis III):

- Die Grava-Klusserie, die im Valsertal unter dem Aul-Lappen hervortaucht und über Signina — Safiental — Chur nach Norden zieht bis über die Klus hinaus am Eingang zum Prättigau. Es sind im Süden vorwiegend Bündnerschiefer mit basalem Lias und Trias; im Norden meist jüngere Schichtglieder bis zum Malm, ohne Lias-Trias-Unterlage.
- Die Viamala und Bärenhornserie besteht aus einer tieferen Einheit mit Bündnerschiefern, Lias und Trias. Nach oben schalten sich die bekannten Viamala Kieselkalke ein, darüber Nolla-Tonschiefer und Bärenhornschiefer. Die Ausbreitung dieser Deckeneinheit liegt vor allem im Gebiet der Viamala und der Schynslucht. Ein höheres dazugehörendes Element, die Valzeinaerie reicht nach Norden über Chur hinaus bis ins Prättigau.
- Es folgt dann der Prättigauflisch, auch Penninischer Flysch genannt. Darunter verstehen wir eine Schichtreihe mit vorwiegendem Flyschcharakter. Breccien, Sandsteine, Kalke, viel Tonschiefer von Kreide- bis Tertiäralter. An der Linie Falknis — Sulzfluh taucht der Prättigauflisch unter die ostalpinen Decken nach Norden ab. Nach Süden zieht diese mächtige Schichtfolge über Vilan — Hochwang — Dreibündenstein — Stätzerhorn — Heinzenberg in die Ostflanke des Safientales, aber auch in südöstlicher Richtung über Tiefencastel — Savognin zum Piz d'Err.
- Im Südosten unserer Karte erscheinen die Schamer Decken. Es sind komplexe Deckenteile verschiedener Stammdecken, die in den oberen Teilen den hochpenninischen Einheiten der Margnadecke, im liegenden aber Deckenresten aus dem Adulamesozoikum entsprechen.

Der Flimser Bergsturz

Siehe geologische Karte und die Profile II und III

Vom Becken von Ilanz bis hinab nach Reichenau und hinein ins Safiental liegt die grösste Bergsturzmasse Europas. Mit ihr haben sich seit je die Geologen intensiv beschäftigt,

so besonders: G. Theobald, Alb. Heim, J. Oberholzer, O. Ampferer, R. Staub, J. Cadisch u.a.m.

Die in diesem Bergsturz niedergebrochene Masse wird auf 13 bis 15 km³ Gestein geschätzt. Auf 15 km Länge sperrt dessen gewaltiger Trümmerhaufen von Kästris bis



Bild 3 Durchbruch des Vorderrheins durch den mächtigen Flimser-Bergsturz, die «Ruinalta»; Flussbogen «Krummwag» bei der Station Versam der Rhätischen Bahn
(Photo Geiger/Flims-Waldhaus)

Reichenau das sonst so ausgeglichene Vorderrheintal, und bis zu 600 m Tiefe entblösst heute dessen junge Schlucht nichts als Bergsturstrümmer. Die Nische, aus welcher der Bergsturz ausbrach, zwischen Flimserstein und Piz Grisch weist eine Breite von 3 km auf, die Abbruchhöhe beträgt um die 800 m. Zur Ausbruchsnische am Segnespass kamen zusätzlich Abbruchgebiete von Bargis und Trin-Porclas. In Form eines ungeheuren Felsschlüpfes ist der Flimsersturz, auf einer wohl von Sickerwasser intensiv geschmiereten Schichtfläche oder auf einem ganzen System von solchen, aus der erwähnten Nische herausgebrochen, überfuhr, mit primärer Schussrichtung gegen Versam/Carraera, das vor ihm liegende, sicher schon weitgehend eingetieftete Talstück des Vorderrheins, und brandete auf dessen Südseite am Gegenhang, an den Bündnerschiefergebirgen; dabei sich teilend in zwei seitlich abgetriebene Arme, von denen der eine bis Kästris, der andere bis Reichenau vorfuhr. Vorder- und Hinterrhein, aber auch die Rabiusa des Safientales, wurden durch diese Bergsturzmassen aufgestaut zu Seen, die erst allmählich wieder verlandeten durch jüngere Zuschüttungen besonders von den Seiten her; und erst nach der Verlandung dieser Stauseen grub sich der Vorderrhein sukzessive seine tiefe Schlucht durch die Sturzmassen und liess das heutige gewaltige Versamertobel entstehen.

Zur Erläuterung des zeitlichen Ablaufs des Flimser Bergsturzes halten wir uns an die treffliche Schrift von Prof. Staub, die sein Referat über «Altes und Neues vom Flimser Bergsturz» enthält. Zur Lektüre bestens empfohlen! 1938, Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der ETH und Universität Zürich.

1. Rückzug des wärmeiszeitlichen Rheingletschers vom st. gallischen Rheintal bis mindestens oberhalb Ilanz, aber höchstens bis gegen das Trunserbecken.
2. Niedergang des Flimser Bergsturzes, unmittelbar dem Nachlassen des vom diluvialen Eis ausgeübten Seitendruckes auf die Talflanken folgend.
3. Erneuter Vorstoss des Rheingletschers über die tieferen Teile der Sturzmassen, verbunden mit Ablagerung von Moränen auf derselben und im Gebiete des Ilanzerbeckens. Aeusserster Vorstoss bis gegen Chur: Flimser-Churerstadium des Rheingletschers.
4. Rückzug dieses Flimserstadiums bis etwa Reichenau, verbunden mit der Bildung der Tomas von Ems.
5. Weiterer Rückzug des Eises bis ins Zungenbecken von Ilanz, das heisst zum Ilanzerstadium, verbunden mit kräftiger Erosion in der Rheinschlucht zwischen Sagens und Reichenau.
6. Freigabe des Beckens von Ilanz durch weiteren Rückzug des Eises, Stauung des Rheins im Zungenbecken der Gruob zum See von Ilanz, dann sukzessive Zuschüttung desselben durch die Gletscherbäche der langsam zum Gschnitzstadium zurückweichenden Gletscher der Surselva und des Lugnez.
7. Erneute Erosion der Rheinschlucht und im Becken von Ilanz, unter Umständen genährt durch einen Vorstoss im Gschnitzstadium oder sogar erst durch die Schmelzwässer der Schlussvereisung.

Die Ursachen für die Auslösung des Bergsturzes sind mannigfacher Art. Die Sturzmassen stammen zur Hauptsache aus dem Bereich der parautochthonen Decken. Es ist im Flimsergebiet jene ungeheure Presszone der vorrückenden Decken durch die Depression des Aarmassivs. Diese liegenden Kalkdecken hielten dem Druck nicht stand und es kam zu einer richtigen Gesteinszertrümmerung.

Diese Zertrümmerung der Kalke können wir in der Tiefe des Versamertobels beobachten. Vermutlich stammt sie nicht, wie oft angenommen wird, vom Sturz her, sondern hat rein tektonisch-gebirgsbildenden Ursprung.

Als sturzauslösendes Moment sind auch die talfallende Gesteinsschichtung anzusehen und eine Grossaufgliederung der Gebirgskörper durch Ost-West und Nord-Süd verlaufende Kluft- und Bruchsysteme, die heute noch am Flimserstein beobachtet werden können.

Ein weiterer Anteil an der Auslösung der Sturzmassen muss dem Sickerwasser zugeschrieben werden. Die ungeheuren Schmelzwassermengen, die bei den verschiedenen Rückzugsstadien der Vereisung auftraten, fanden in dieser südlichen Mulde des Aarmassivs eine richtige Sammel-schüssel vor, deren Abflüsse auf vorgezeichneten Bewegungsflächen Schmierhorizonte anlegten.

Als letzter entscheidender Anstoss für die Auslösung der Gleitbewegung muss die Erosion des jungen Vorderrheins verantwortlich gemacht werden, aber auch die Unterschleifung der Talhänge durch die eiszeitlichen Eisvorstösse, sowie die Entlastung der Hänge beim Rückzug der gewaltigen Eismassen. Diese Erosionsarten haben schlussendlich zur Mobilisierung der Sturzmassen geführt.

Der Absturz hat sicher nicht schlagartig als einmaliges Ereignis stattgefunden. Vielmehr müssen wir annehmen, dass es nach verschiedenen Vorstürzen zum Hauptsturz kam, der das Vorderrheintal im Abschnitt Flims bis auf eine Höhe von rund 1000 m auffüllte. Dabei blieben die tiefliegenden Sturzmassen als grosse Schollen zusammen, und zeigen heute noch die Strukturen nach Schichtung und Klüftung.

Die lokale Vergletscherung bewirkte auf diesem Hauptsturz die Bildung von kleineren Zungenbecken, in denen sich heute die bekannten Bergseen Cauma und Cresta befinden. Als dritte und letzte Phase der Sturzereignisse fand der Niederbruch eines mächtigen Blocksturzes statt. Seine Hauptmasse liegt heute im Gebiet des Dorfes Flims, und die Wurf- und Streukegel erreichten als ausladender Fächer die Terrassenränder von Conn, Tuora, Foppas und Planezzas. Die Blöcke dieses Blocksturzes, der auch als Nachsturz bezeichnet werden kann, sind es, die mit ihren bizarren Formen der Waldlandschaft von Flims den bekannten romantischen Reiz verleihen.

Wir schliessen unsere Betrachtungen ab mit diesem jungen geologischen Ereignis. Viel Wasser ist seitdem den Vorderrhein und seine Seitentäler heruntergeflossen; sie ruhen nicht, bis sich auch das letzte Kapitel im Werden und Vergehen der Alpen erfüllt hat, das Schleifen und Abbauen des stolzen Alpenwalles zu einem ohnmächtigen Rumpfgebirge. Noch aber befinden wir uns ganz am Beginn dieser letzten Zerstörungsphase. Bis heute ist dieser Flimser Bergsturz ein eindruckliches, grossartiges geologisches Phänomen, das dem Vorderrheintal nach Relief, Gestaltung, Geschichte und Kultur sein spezielles Gepräge verliehen hat.

Geologische Arbeiten nachstehender Autoren wurden benutzt:
O. Ampferer, G. Theobald, R. Staub, Alb. Heim, A. Penck, J. Oberholzer, R. Helbling, P. Nänny, J. Cadisch, H. Jäckli, W. Nabholz, F. Schmid, P. Niggli, R. U. Winterhalter, R. Trümpy.

Adresse des Verfassers:
E. Weber, Ing.-Geologe SIA, 7304 Maienfeld

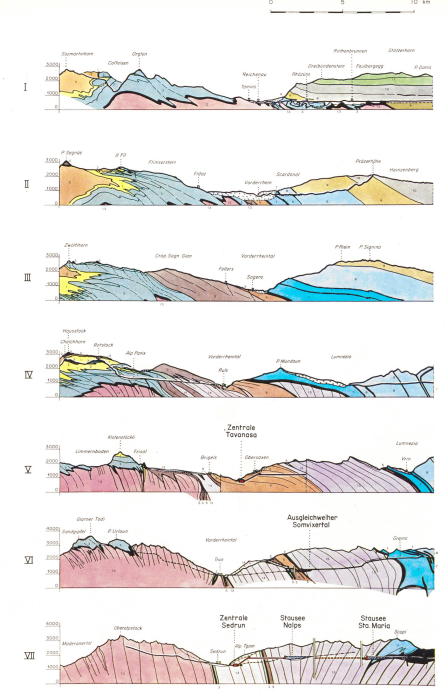
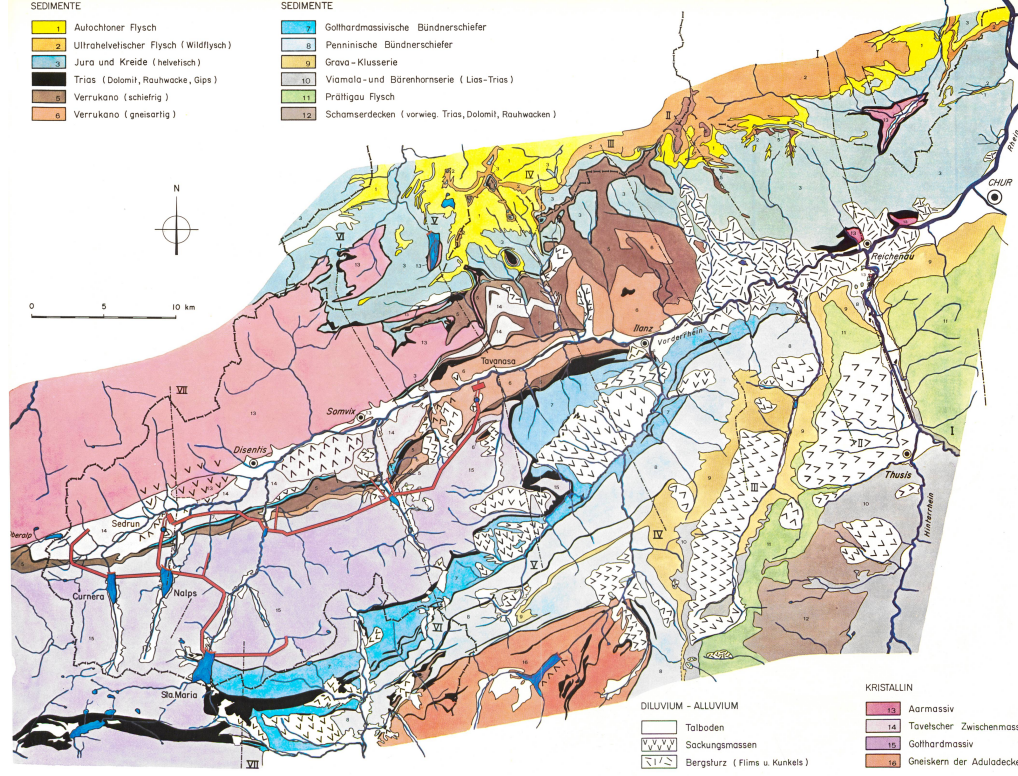


Bild 2: Übersichts-Lageplan der Vorderrhein-Kraftwerke

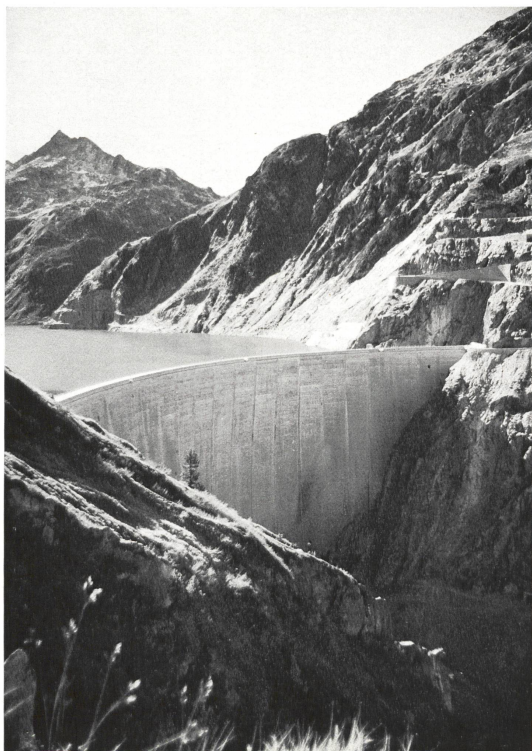
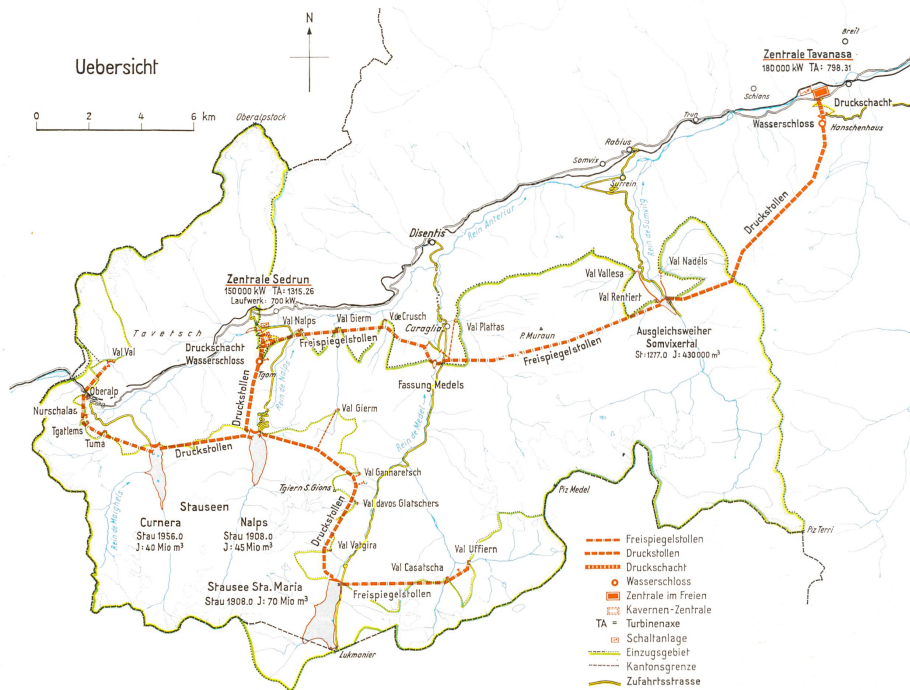


Bild 1: Staumauer und Stausee Curnera

(Photo A. Müller/Danis)



Längenprofil

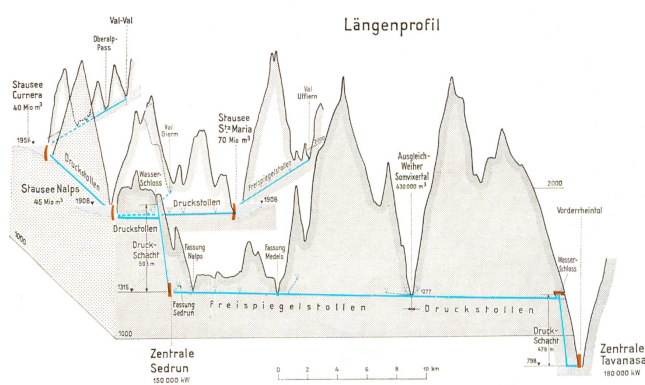


Bild 3: Schematisches Längenprofil



Bild 4 Val Nalps mit Talsperre und Stausee

(Photo Swissair/Zürich)