

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 65 (1972)
Heft: 3

Artikel: Neue Kenntnisse zur Geologie östlich und westlich des Kunkelspasses (GR)
Autor: Pfiffner, O. Adrian
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-164105>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 16.05.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Eclogae geol. Helv.	Vol. 65/3	Seiten 555–562	3 Textfiguren	Basel, Dez. 1972
---------------------	-----------	----------------	---------------	------------------

Neue Kenntnisse zur Geologie östlich und westlich des Kunkelspasses (GR)

Von O. ADRIAN PFIFFNER

Geologisches Institut der Eidg. Techn. Hochschule und der Universität Zürich

ZUSAMMENFASSUNG

Das untersuchte Gebiet umfasst die höheren parautochthonen Einheiten des Helvetikums unmittelbar nördlich des Kontaktes Penninikum–Helvetikum in der südlichen Calanda- und Ringelgruppe. Im Liegenden der permischen Vulkanite des «Taminser Kristallins» sind Sedimente vorhanden, die höchstwahrscheinlich ins Oberkarbon zu stellen sind. Die Sedimente der Trias zeigen auffallende Faziesanklänge an die tieferen helvetischen Decken (Glarner und Mürtschendecke). Die «Malmbreccien», deren stratigraphischer Leitwert sehr gering ist, sind Dolomitisationsbreccien. Eine eigene «Felsbergdecke» als höchste parautochthone Einheit existiert nicht. Dagegen liegt westlich des Kunkelspasses über der Tschepdecke eine weitere, kleine Schuppe, die Maliensschuppe. Die parautochthonen Elemente zeichnen sich durch eine ausgesprochene Faltentektonik aus; echte Überschiebungen kommen seltener vor. Über den Kunkelspass zieht eine N–S verlaufende dextrale Bruchstörung jüngerer Alters.

Einleitung

Der Calanda bildet die östlichste Bastion des helvetischen autochthon-parautochthonen Sedimentmantels. In der Monographie «Geologie des Calanda» von CHR. PIPEROFF (1897) erscheinen die Calandafalten noch als Ausläufer des Südflügels der Glarner Doppelfalte. M. BLUMENTHAL (1911, 1912) erkannte dann den Schuppenbau des Ringel-Calanda-Gebiets, wobei er die verschiedenen Einheiten als «Falten» bezeichnete. J. OBERHOLZER (1933) unterscheidet dieselben Einheiten, kommt aber zu einer anderen Parallelisation der Falten östlich und westlich des Kunkelspasses. So sieht er z. B., ganz im Gegensatz zu M. BLUMENTHAL, die beiden Gewölbe des sogenannten «Taminser Kristallins» bei Tamins und Domat/Ems als einander entsprechend an. Einen anderen tektonischen Stil glaubten R. HELBLING (1938) und seine Mitarbeiter zu erkennen, indem die verschiedenen Einheiten mehr als starre Schuppen denn als Falten gedeutet wurden. Eine direkte Folge davon dürfte die Postulierung der «Felsbergdecke» gewesen sein, wovon noch eingehender die Rede sein wird. Auch R. HELBLING kam wieder zu anderen Parallelisationen.

Im Rahmen dieser kurzen Publikation, die die Zusammenfassung einer Diplomarbeit darstellt, seien lediglich die wichtigsten Resultate angeführt. Die Untersuchungen werden im Rahmen einer Dissertation noch weitergeführt.

An dieser Stelle sei Prof. R. Trümpy und Dr. A. G. Milnes für ihre wertvollen Anregungen im Felde und am Arbeitsplatze gedankt.

Die Schichtreihe

Beim Bau des Stollens «Calanda» der Oleodotto del Reno SA wurden Gesteine durchschlagen, die höchstwahrscheinlich ins *Karbon* zu stellen sind, oberflächlich jedoch nirgends anstehen. K. BÄCHTIGER (1966) erwähnte sie, liess ihre stratigraphische Stellung jedoch offen. Als Ältestes sind schwarze, leicht anthrazitische Tonschiefer angeschnitten. Darüber folgen Sandsteine, welche Fetzen von aufgearbeiteten Tonschiefern enthalten. Innerhalb der Sandsteine sind Bänke von Subgrauwacken bis Grauwacken eingelagert, die sich durch Grobkörnigkeit (Durchmesser der Komponenten bis 0,5 cm) und Feldspatgehalt (bis über 5 %) von den Sandsteinen unterscheiden und immer grössere Tonfetzen (Durchmesser bis 1 cm) enthalten. Diese Sedimente können leicht mit Gesteinstypen der Bifertengrätliformation von G. FRANKS (1968) verglichen werden, in welcher sicheres Oberkarbon (Westfalian D–Stephanian A) nachgewiesen ist.

Darüber folgen die *Vulkanite* des sogenannten «Taminser Kristallins», welche mit einem Kristall-Lapilli-Tuffit einsetzen, über dem dann, den Hauptteil der Vulkanite bildend, Spilite und Keratophyre, z.T. mit Mandelsteinstruktur, folgen. Den Abschluss der vulkanischen Serie bilden Dazite bis Rhyodazite und Tuffite sowie Tuffe von z.T. schlackiger Natur. Die Vulkanite scheinen mit dem Liegenden und Hangenden durch normale stratigraphische Kontakte verbunden zu sein. Die Diskordanz, welche einige ältere Autoren zwischen den Vulkaniten und den triadischen Sedimenten beschreiben, beruht darauf, dass die Schieferung innerhalb der Vulkanite an einigen Stellen senkrecht zur Schichtung der Sedimente steht (Fig. 1). Es finden sich an den Kontakten insbesondere keine Erosionserscheinungen. Lediglich bei Zaldei (nördlich Domat/Ems) treten Dolomitlinsen im Dache der vulkanischen Serie auf, welche auf einen permischen Verwitterungshorizont schliessen lassen könnten; K. BÄCHTIGER (1965) sieht darin jedoch marine Tuffite mit gleichzeitig gefällten hydrothermal-exhalativen Produkten («Dolomit-Eisenjaspis-Rhodochrosit-Bänke»). BÄCHTIGER fand auch Pillow-Laven und deutete diese als Beweis für – wenigstens zeitweises – marines Milieu zur Zeit der vulkanischen Tätigkeit. Anzeichen einer voralpinen Metamorphose fehlen ganz; es können z.B. weder alte Clivageflächen oder Stoffbänderungen noch herzynische Metamorphoseprodukte wie Muskovit oder Biotit nachgewiesen werden. Die Sedimente im Liegenden, die stratigraphischen Kontakte und die fehlende voralpine Metamorphose lassen den Schluss zu, dass diese Vulkanite wahrscheinlich permischen Alters sind.

Bei der Untersuchung der *Trias* fallen einem die Faziesanklänge an die tieferen helvetischen Decken auf. So sind z.B. die Dunkelzugschichten, das Basisglied der Rötiformation (R. BRUNNSCHWEILER 1948), welche typisch für die NW-Fazies sind, in einer Zwischenfazies ausgebildet, die der SE-Fazies näher steht als der NW-Fazies. Ferner tritt im Liegenden des Rötidolomits s.s. eine schon von TH. HÜGI und M. DAVOUDZADEH erwähnte Rauhwacke auf, die deutlich für die SE-Fazies spricht. Diese SE-Fazies kann nicht durch eine südliche Beheimatung der höheren parautochthonen Elemente, der Tschepdecke im speziellen, erklärt werden, da ja der Nordrand der

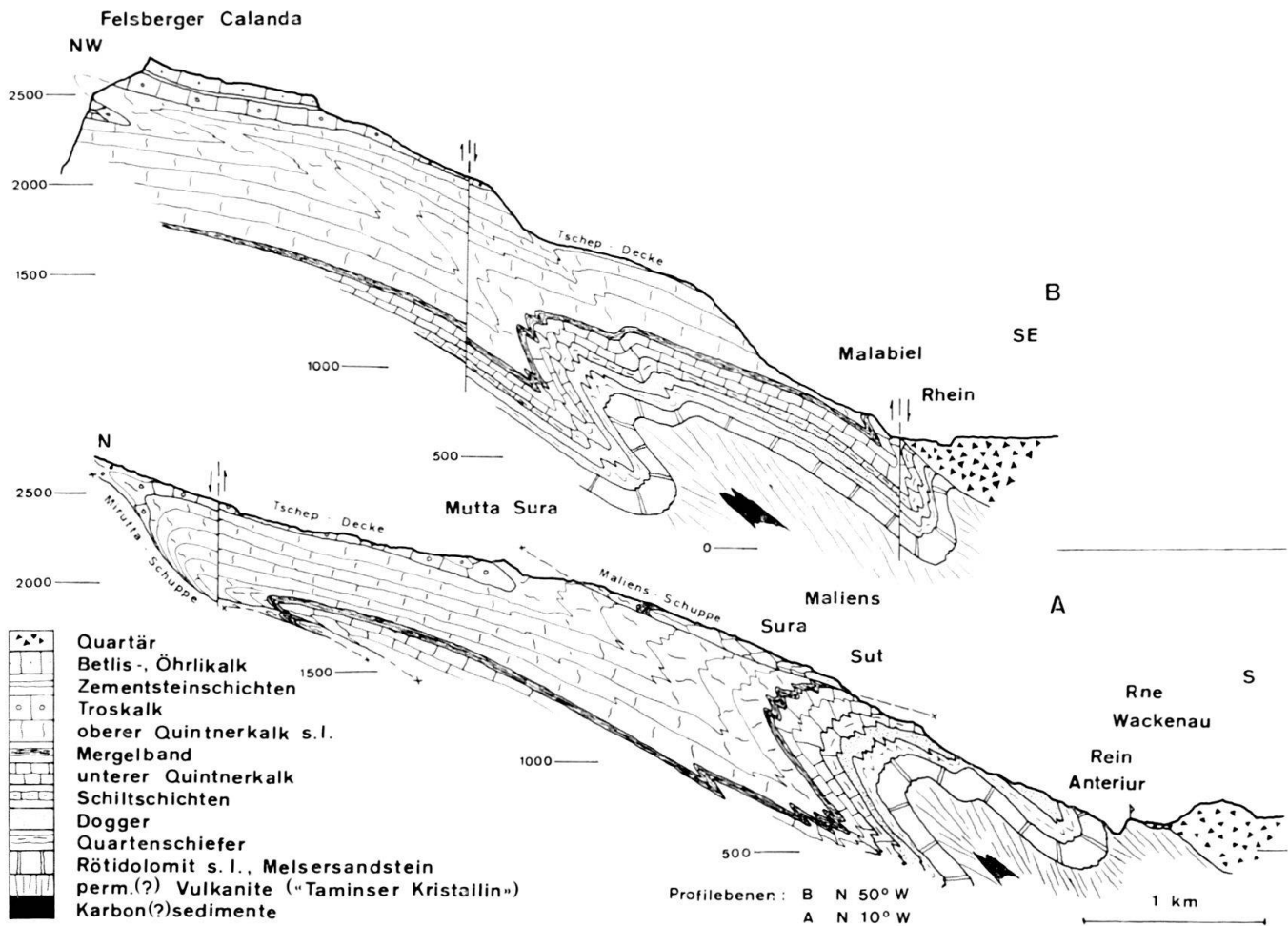


Fig. 1. Geologische Profile 1:50000 durch das helvetische Parautochthon westlich (A) und östlich (B) des Kunkelspasses (GR).

Glärner Decke zur NW-Fazies zählt; vielmehr muss vermutet werden, dass die Isopen im Osten des Helvetischen Raumes gegen Westen eingebuchtet sind. Aus den wechselhaft ausgebildeten Quartenschiefern ist das Auftreten von Chloritoid zu erwähnen (Basisschichten von R. BRUNNSCHWEILER); Chloritoid tritt aber auch in Sandsteinen der Bommersteinserie (vgl. S. DOLLFUS 1965) des Doggers auf.

Einige Funde von Breccien und Echinodermenbreccien, die mit der Toarcianserie im Kreuzbachtobel bei Vättis verglichen werden können, weisen darauf hin, dass der *oberste Lias* (ab mittlerem Toarcian) im Calandagebiet wahrscheinlich auch vertreten ist.

Der Stratigraphie des *Malm* wurde, nicht zuletzt zur Abklärung tektonischer Fragen, einige Bedeutung beigemessen. Es stellte sich heraus, dass das Mergelband zwischen unterem und oberem Quintnerkalk einen ausgezeichneten Leithorizont darstellt. Nach J. OBERHOLZER (1933) sollte es ebenfalls auf den südlichen Faziesbereich des Helvetikums beschränkt sein. Da das Mergelband nicht nur in den parautochthonen Einheiten, sondern auch im autochthonen Sedimentmantel bei Vättis selbst auftritt, muss seine Verbreitung wohl noch genauer untersucht werden. Die Mächtigkeit des Mergelbandes beträgt 12–30 m, was z.T. auf tektonische Verdickung bzw. Ausdünnung zurückzuführen ist. Es zeigt eine zyklische Sedimentation, die sich makro-

skopisch in einer Wechsellagerung von reinen Kalkbänken mit mergeligen Lagen ausdrückt. Die «Mergel»lagen enthalten gegenüber den Kalkbänken mehr Ton, Dolomit und Quarz. Das ganze Mergelband umfasst 200–350 solcher Zykloteme. In den «Mergel»lagen konnten Echinodermenfragmente gefunden werden, die als pelagische Formen (? *Saccocoma*) anzusehen sind. Ein Band von dünnbankigen Kalken («Plattenkalke») innerhalb des obern Quintnerkalks darf nicht als Äquivalent des Mergelbandes aufgefasst werden. Im obern Quintnerkalk wurde das Augenmerk auf die stratigraphische Bedeutung der «Malmbreccien» gerichtet. Es stellte sich heraus – im Gegensatz etwa zu U. KAPPELERS Auffassung (in R. HELBLING 1938) –, dass diese «Breccien» seitlich sehr inkonstant sind und in gewöhnliche Kalke des obern Quintnerkalks übergehen und dass sie ferner nicht direkt unter dem Troskalk liegen. Sie treten meist im mittleren Teil des obern Quintnerkalks auf und gehören einer Reihe verschiedener Typen an, die z.T. durch Übergänge miteinander verbunden sind. Allen Typen gemeinsam ist, dass es sich um Dolomitisationsbreccien handelt, wobei der Dolomitgehalt, je nach Typ, 35–70% beträgt. Im Dache des obern Quintnerkalks konnten Echinodermenkalke und korallenführende Kalke als wenigstens lokale Leithorizonte ausgeschieden werden.

Tektonik

Die Untersuchungen umfassten die höheren parautochthonen Einheiten. Dies sind, von oben nach unten (Fig. 1, A):

Die *Maliensschuppe*, eine kleine, der Erosion fast ganz zum Opfer gefallene Klippe, die nur westlich des Kunkelspasses als selbständige Einheit vorliegt.

Die *Tschepdecke*, deren Schichtreihe im untersuchten Gebiet vom Karbon bis in die untere Kreide reicht; sie stellt die grösste Einheit dar.

Die *Miruttaschuppe*, die, soweit sichtbar, aus Malm und Kreide besteht.

Der «Felsbergdecke», die von R. HELBLING als eigene Decke im Hangenden der Tschepdecke postuliert wurde, musste, wie die Ausführungen noch zeigen werden, die Existenz abgesprochen werden.

Die *Tschepdecke* gliedert sich in eine Reihe von Antiklinalen und Synklinalen (Fig. 1). Die Ausbisse der Achsenebenen dieser Strukturen wurden auf der tektonischen Karte festgehalten (Fig. 2); sie lassen sich über den Kunkelspass hinweg korrelieren.

Die augenfälligste Antiklinale ist das nach Norden überkippte Gewölbe, in dessen Kern sich die Vulkanite und Karbonsedimente befinden. Die Gewölbeumbiegungen lassen sich besonders gut in den Rötidolomitaufschlüssen NW Domat/Ems (Gewölbe der Goldenen Sonne) und NW Tamins (Gewölbe von Sgai) beobachten; beide dieser einander entsprechenden Gewölbe sind durch je eine flache Synklinale zweigeteilt. Östlich des Kunkelspasses ist dies die Synklinale von Tschengels (zwischen Domat/Ems und Foppachopf), westlich die Monhämmerli-Synklinale.

Nördlich dieser Antiklinale folgt eine grössere Synklinale, die Säsagit-Synklinale, deren Existenz nur durch genaue Gliederung und Kartierung des Malm nachgewiesen werden kann. Gerade hier aber erweist sich R. HELBLINGS auf photogrammetrischen Methoden beruhende Kartierung als z.T. falsch, da anstelle der Synklinale eine Überschiebung angenommen wurde, die die «Felsbergdecke» als eine höhere

Einheit von der Tschepdecke abtrennen sollte. Die weitere Abgrenzung der «Felsbergdecke», von R. HELBLING selbst als «vorläufig» bewertet, ist, so etwa südlich des Felsberger Calanda, völlig unhaltbar.

Noch weiter nördlich, an der Basis der Tschepdecke, folgt wieder eine kleinere Antiklinale (Fig. 1, A), deren Stirnumbiegungen z. T. abgesichert und wieder überfahren wurden, weshalb die Grenze zwischen Tschepdecke und Miruttaschuppe oft nicht nur durch eine einzige, scharfe Überschiebung gekennzeichnet ist, sondern vielmehr durch das Auftreten von Spänen und Verfaltungen. In der Ostwand des Crap Mats, wo eine scharfe Überschiebung die Grenze bildet, stellt man fest, dass diese verbogen ist und innerhalb eines Kilometers vom Mergelband durch den ganzen oberen Quintnerkalk in den Troskalk hinaufspringt.

Südlich der Gewölbe der Goldenen Sonne und von Sgai folgt eine nach Norden geöffnete Synklinale. Östlich des Kunkelspasses ist diese Synklinale in den scheinbar monoton in die Tiefe fallenden Malmkalken N Felsberg beobachtbar (Synklinale von Carunis), während sie westlich davon im Bachbette der Val Maliens (von der Ruine Wackenau an aufwärts, Fig. 1, A) verfolgt werden kann. Somit ergibt sich, dass die Vulkanite, die den Hügel, auf dem die Ruine Wackenau steht, aufbauen, nicht demselben Gewölbe angehören wie die oben erwähnten Vulkanite bei Tamins und Domat/Ems, sondern einem südlicheren, dem Wackenaugewölbe. Auch dieses Gewölbe findet östlich des Kunkelspasses ein Äquivalent: Nördlich von Felsberg, bei Zafrinis, und bei Malabiel (Fig. 1, B) sieht man südlich der Synklinale von Carunis eine weitere Antiklinale (Antiklinale von Zafrinis), die dann ostwärts unter die Quartärfüllung des Rheintals verschwindet.

Während sich nun östlich des Kunkelspasses Antiklinale auf Synklinale ohne sichtliche Störungen folgen, tritt im Westen eine Komplikation auf: die *Malienschuppe*. Ihre Dogger-Malm-Serie baut die Terrasse von Maliens und die Hänge nördlich davon auf. Die Überschiebung von Dogger (der Maliensschuppe) auf Malm (der Tschepdecke) ist in der Val Maliens (1470 m.ü. M., Koord. 747800/189325) gut aufgeschlossen. Wo Malmkalke auf Malmkalken liegen, ist die genaue Abgrenzung der Maliensschuppe noch durchzuführen. Diese Schuppe kann als losgerissener Verkehrtchenkel des Wackenaugewölbes verstanden werden.

Über den Kunkelspass zieht eine in N-S-Richtung verlaufende, dextrale Bruchstörung, die *Kunkelspass-Querstörung*, mit einem horizontalen Versetzungsbetrag von etwa 0,5 km. Diese Querstörung besteht nicht nur aus einer einzelnen Bruchfläche; am Garschlichopf stellt man eine Verwerfung im Osten (der östliche Block scheint etwas gehoben zu sein) und eine etwa westvergente Überschiebung im Westen fest (Fig. 2). Die Malmkalke, inklusive Mergelband, am Garschlichopf sind stark zerrüttet, und stellenweise können sogar Kakirite beobachtet werden. Die Fortsetzung der Kunkelspass-Querstörung nach Norden verliert sich in der Kunkelstaltung; nach Süden zielt sie auf das Domleschg hin. Das spröde Verhalten der Gesteine lässt auf ein eher jüngeres Alter dieser Störung schließen. Die zerrütteten Gesteine spielten sicher eine Rolle beim Niedergang des Bergsturzes vom Säasgit.

In struktureller Hinsicht war es interessant festzustellen, wie plastisch sich die verschiedenen Gesteine bei der Faltung verhielten. Nicht nur die inkompetenten Schichten (Quartenschiefer, Dogger, Schiltschiefer, Zementsteinschichten), sondern auch die oberflächlich massiv erscheinenden Malmkalke, ja sogar der Rötidolomit

sind «geflossen». Dies, sowie der relativ hohe Metamorphosegrad (Neubildung von Chloritoid und Talk) weisen auf beträchtliche Überlastungsdrücke hin. Der tektonische Stil ist gegeben durch Faltenbau mit starken Ausdünnungen bzw. Verdickungen, verknüpft mit Überschiebungen.

Die Faltenachsen verlaufen WSW–ENE; ganz im Osten (Malabiel) jedoch biegen sie nach Osten um und tauchen etwas steiler unter die penninischen Bündnerschiefer (eine solche Richtung weist auch die Achse der Stelli-Synklinale, einer tieferen parautochthonen Einheit weiter im Norden des untersuchten Gebietes, auf, wie die Untersuchungen von A. LAMBERT [1971] zeigten). Deformierte Objekte (Ooide, Fossilien, Variolen) scheinen in zwei Richtungen gestreckt zu sein: parallel und senkrecht zu den Faltenachsen. Die Plattungsebene liegt immer in der Schieferung. Diese Schieferung ist im allgemeinen parallel den Achsenebenen, und diese wiederum werden immer steiler, je weiter gegen Süden, gegen die Rheintalnarbe hin, man geht (Fig. 3). In den Bündnerschiefern liegen sie wieder eher flach. Diese Tendenz wird durch Fächerbildung etwas verwischt (in den Quartarschiefern der Synklinale von Tschengels ist sogar eine nach Norden einfallende Achsenebene zu messen).

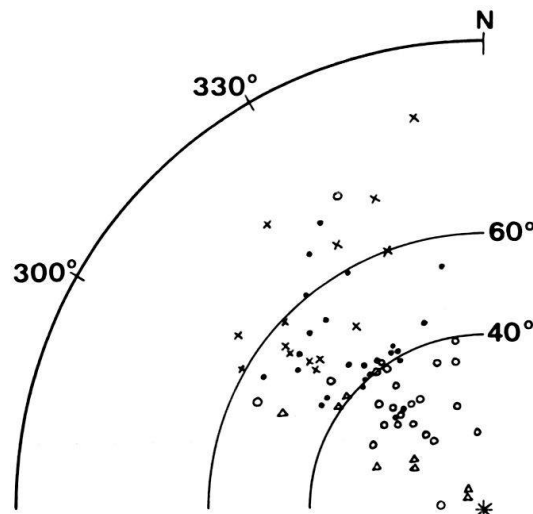


Fig. 3. Stereogramm der Schieferungs- und Achsenebenenpole in Abhängigkeit von ihrer Entfernung von der Rheintalnarbe (Wulffsches Netz, untere Halbkugel).

- mehr als 2 km nördlich der Linie Vorderrhein–Rhein zwischen Trin und Chur
- 1–2 km nördlich dieser Linie
- × 0–1 km nördlich dieser Linie
- △ südlich dieser Linie (penninische Bündnerschiefer)

Es stellt sich nun die Frage nach dem Verbleib der «Wurzeln» der tieferen helvetischen Decken östlich von Ilanz, die «Platzfrage». Geometrische Überlegungen zeigen, dass alles, was unter der Hauptüberschiebung liegt, theoretisch Platz hätte, nicht jedoch «Wurzelemente». Die Platzfrage könnte durch eine gewaltige, bei Chur verbogene Verwerfung, bei der die südliche und östliche Scholle (Penninikum) herabgesetzt wäre, erklärt werden. Im Parautochthonen existieren tatsächlich einige wenige Verwerfungen mit kleinen Versetzungsbeträgen (10–20 m, Fig. 1, B) in solchem Sinne, die ungefähr parallel dem Rhein laufen. Eine andere Möglichkeit wäre, dass die östlichen helvetischen Elemente über der Glarner Hauptüberschiebung ganz von ihren

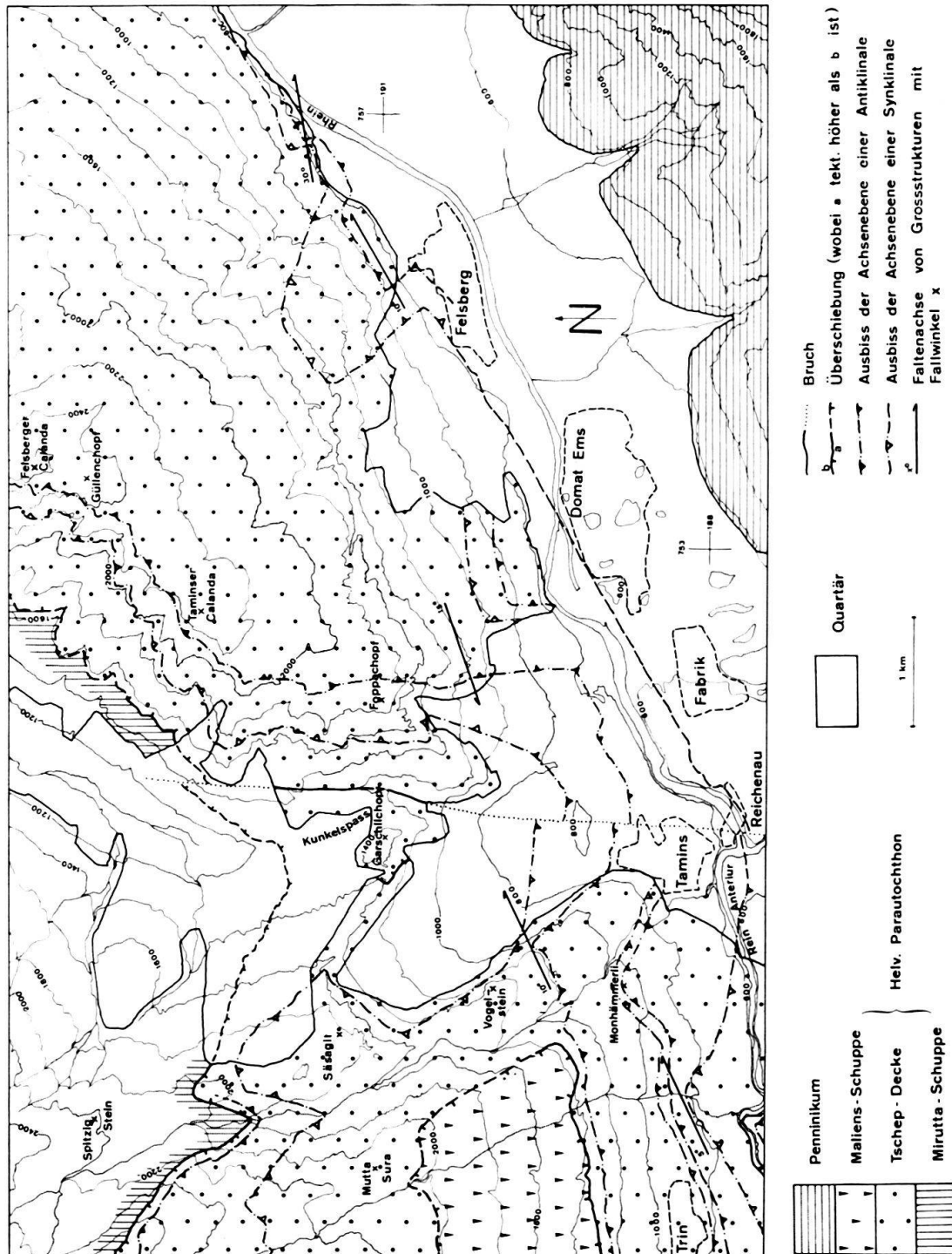


Fig. 2. Tektonische Karte 1:75000 des Gebietes um den Kunkelspass (GR).

«Wurzeln» abgetrennt sind, also gar keine «Wurzelstiele» hätten, oder, mit andern Worten, dass die Anlage der Hauptüberschiebung am S-Ende dieser Decken wieder durch die ganze Schichtreihe hindurch an die Überschiebungsfläche Penninikum–Helvetikum hinaufsprang. Die Rheintalnarbe zeichnet sich durch ihre rezente seismische Aktivität aus.

LITERATURVERZEICHNIS

- BÄCHTIGER, K. (1965): *Intramagmatische Manganerze in einer permischen Eruptivserie des Taminser Kristallins bei Felsberg (GR)*. Verh. Schweiz. Naturf. Ges.
- (1966): *Pillow-Laven im «Taminser Kristallin» bei Felsberg (Kt. Graubünden)*. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich 111, 3/4.
- BLUMENTHAL, M. (1911): *Geologie der Ringel-Segnesgruppe*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 33.
- (1912): *Der Calanda*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 39.
- BRUNNSCHWEILER, R. (1948): *Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses*. Mitt. Geol. Inst. ETH und UZ, c/33.
- DAVOUDZADEH, M. (1963): *Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Tamins*. Univ. Diplomarbeit dep. Geol. Inst. ETH Zürich.
- DOLLFUS, S. (1965): *Über den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein*. Eclogae geol. Helv. 58/1.
- FRANKS, G. (1968): *A Study of Upper Paleozoic Sediments and Volcanics in the Northern Part of Eastern Aar Massif*. Eclogae geol. Helv. 61/1.
- FREY, M. (1969): *Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmaniergebiet*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 137.
- HELBLING, R. (1938): *Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarner Alpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 76.
- HÜGI, TH. (1941): *Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt. 21.
- LAMBERT, A. (1971): *Geologie des Gebietes zwischen Stelli und Untervaz*. Univ. Diplomarbeit dep. Geol. Inst. ETH Zürich.
- OBERHOLZER, J. (1933): *Geologie der Glarner Alpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 28.
- PIPEROFF, CHR. (1897): *Geologie des Calanda*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 7.
- TRÜMPY, R. (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges.

Geologische Karten

- HELBLING, R., et al. (1948): *Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda, 1:25000*. Spez.-Karte 120.
- OBERHOLZER, J. (1920): *Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1:50000*. Spez.-Karte 63.
- PIPEROFF, CHR. (1897): *Geologische Karte des Calanda, 1:50000*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 7.