Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 62 (1969)
Heft: 1

Artikel: Zur Tektonik der Brigelserhörner
Autor: Käch, Peter
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163695

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 07.01.2026

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 62/1	Seiten 173–183	8 Textfiguren	Basel, Juni 1969

Zur Tektonik der Brigelserhörner

von PETER KÄCH

Geologisches Institut der Eidg. Techn. Hochschule, Zürich

ZUSAMMENFASSUNG

Eine Reihe von Querprofilen, die auf Grund von neuen Detailaufnahmen durch das südliche Aarmassiv und die aus jungpaläozoischen und mesozoischen Sedimenten bestehende Cavistrau-Decke der Brigelser Hörner (Vorderrhein-Gebiet) gelegt wurden, weisen auf eine mehrphasige Abfolge der alpintektonischen Bewegungen in diesem Gebiet hin. In einer frühen Phase wurde das Aarmassiv südlich des Val Frisal gegenüber der nördlicheren Limmernkuppel gehoben. Bei der darauffolgenden Überschiebung der Cavistrau-Decke wurde die mesozoische Sedimentbedeckung des südlichen Aarmassivs abgeschert, wogegen diese in der Limmernkuppel noch erhalten ist. Später hat sich das südliche Aarmassiv samt der daraufliegenden Cavistrau-Decke weiter in zwei Lappen aufgespalten: das nördlicher gelegene Punteglias-Teilmassiv und – teilweise auf dieses aufgeschoben – das südlichere Trunser-Teilmassiv.

A. Einleitung und tektonischer Überblick

Die gegen das bündnerische Vorderrheintal vorspringende, ENE verlaufende Gipfelkette der Brigelserhörner liegt SE der eigentlichen Tödigruppe zwischen den beiden Quertälern der Val Punteglias und der Val Flem. Seit THEOBALD vor hundert Jahren die ersten tektonischen Profile durch den «Brigelser Gebirgsstock» veröffentlichte, war der geologische Bau dieses berühmten, aber selten besuchten Bergmassives fast ununterbrochen Objekt der verschiedenartigsten Spekulationen. Obschon das Gebiet zu wiederholten Malen kartographisch aufgenommen wurde, nach A. HEIM durch F. WEBER (1924) und in neuerer Zeit (1948) durch die Mitarbeiter von R. HELBLING (namentlich B. ESCHER und E. WEBER) als photogeologische Detailkartierung im Maßstab 1:25000, blieb der geologische Aufbau trotz den sehr guten Aufschlüssen und der einfachen helvetischen Stratigraphie ungeklärt, und die bestehenden Karten und Profile sind zum Teil widersprüchlich.

Die für ein klassisches Gebiet des Helvetikums eigenartige Situation beruhte – wie sich das nun herausstellte – hauptsächlich auf der relativ schweren Zugänglichkeit dieser Gebirgskette. Der komplizierten Detailtektonik der Gipfelpartien war nur mit einer erneut verfeinerten Aufnahme beizukommen. Die anfänglich scheinbar unzusammenhängende Tektonik der einzelnen Gipfel liess sich schliesslich widerspruchslos auf ein einfaches Bauprinzip zurückführen.

Im SE–NW-Querprofil (vgl. Fig. 1) erscheinen die tektonischen Einheiten in folgender Reihenfolge:

1. Das *Gotthardmassiv*, in meinem Aufnahmegebiet vertreten durch seinen Verrucano und der stratigraphisch damit verbundenen Trias.

2. Das *Tavetscher Zwischenmassiv*, aus Kristallin und Verrucano bestehend.

3. Das *Aarmassiv*, mit kristalliner Unterlage und altmesozoischer, resp. mesozoisch-tertiärer Sedimenthülle, aufgespalten in:

- Trunser-Teilmassiv } südliches Aarmassiv
- Punteglias-Teilmassiv }
- Limmern-Teilmassiv, hier den zentralen Hauptkörper des Aarmassivs darstellend.

Die Massive und Teilmassive sind durch spitze Sedimentmulden voneinander abgegrenzt. Die Disentiser-Mulde, aarmassivisches Altmesozoikum enthaltend, trennt das Tavetscher Zwischenmassiv vom Aarmassiv.

Der auf der E-Seite der Val Punteglias vollständig aufgeschlossene Sedimentkeil der Punteglias-Mulde liegt trennend zwischen Trunser- und Punteglias-Teilmassiv.

Die Frisal-Mulde grenzt das südliche Aarmassiv vom Limmern-Massiv ab. Sie besteht aus einer synklinal eingefalteten autochthonen Sedimentserie und fraglichen Relikten der Cavistrau-Decke.

4. Die *Cavistrau-Decke;* sie umfasst eine jungpaläozoisch-altmesozoische Schichtreihe, welche vor der Differenzierung des südlichen Aarmassivs (in Punteglias- und Trunser-Teilmassiv) verkehrtliegend auf dieses aufgeschoben wurde und dessen mächtige autochthone Sedimentbedeckung bis auf einen geringen Rest abscherte.

Im Rahmen dieser kurzen Publikation möchte ich mich auf die Darstellung der Detailtektonik der Gipfelregion beschränken (südliches Aarmassiv, Cavistrau-Decke). Auf den Bau von Tavetscher Zwischenmassiv, Disentiser-Mulde und Frisal-Mulde wird in meiner demnächst erscheinenden Dissertation näher eingegangen.

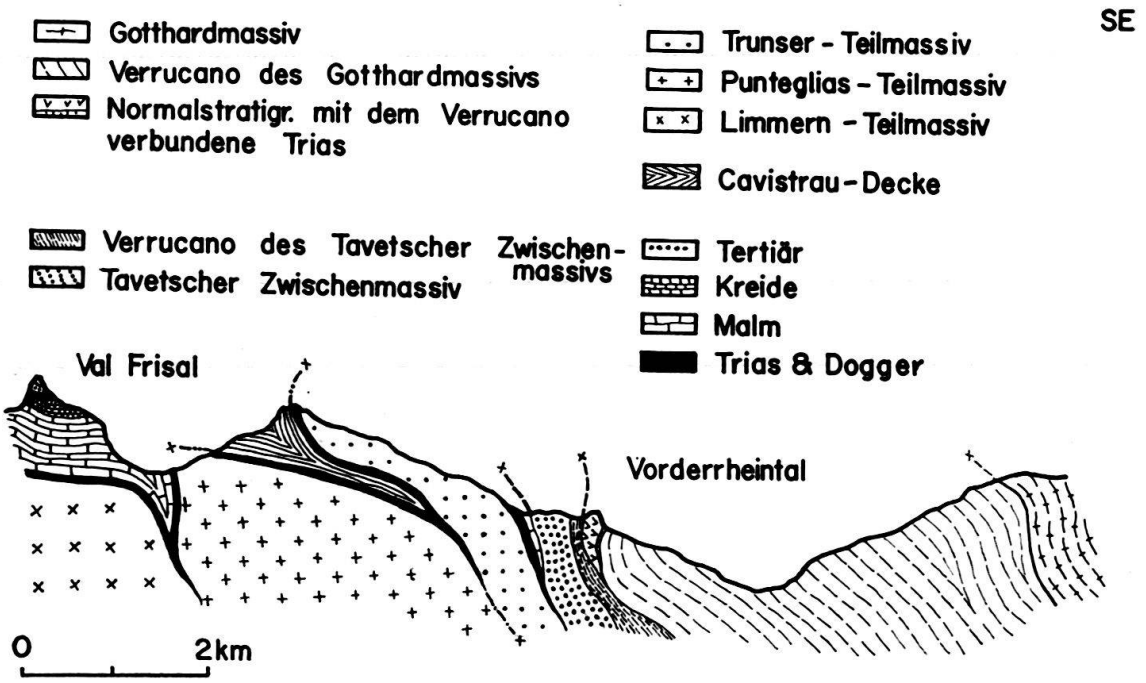

Fig. 1 Schematisches Übersichtsprofil durch das untersuchte Gebiet.

B. Teilanalyse der alpinen Bewegungsabläufe im südlichen Aarmassiv und in der Cavistrau-Decke

Zum bessern Verständnis der folgenden Profile wird die Kinematik vorerst schematisch erläutert (Fig. 2). Dieses Schema stellt eine Abstraktion sämtlicher Querprofile zwischen der Val Flem und der Val Punteglias dar.

Schon in einer frühen Phase differenzierte sich das südliche Aarmassiv längs der Frisalstörung vom mittleren Aarmassiv, d.h. der Limmernkuppel. Über diese relativ höher liegende südliche Scholle schob sich nun eine südlichere Einheit, die Cavistrau-Decke. Bei diesem Vorgang wurde die ursprüngliche mehrere hundert Meter mächtige autochthone, mesozoisch-tertiäre Sedimenthülle bis auf eine dünne «Haut» von wenigen Metern Dicke abgeschert. Die Cavistrau-Decke besteht aus einer primär verkehrtliegenden Serie von Verrucano, Trias, Dogger und Malm. Die Malmkalke an der Deckenbasis schwellen von wenigen Metern im SE (Piz Dado) gegen NW kontinuierlich an und erreichen unter dem Cavistrau Grond am W-Rand der Brigelserhörner ihre grösste Mächtigkeit mit 300 m. Die kontinuierliche Mächtigkeitszunahme ist nicht etwa eine Folge tektonischer Repetitionen, sondern hängt mit der primären Anlage der Decke zusammen. Deren Abscherungsniveau gegenüber den ursprünglich hangenden, stratigraphisch damit verbundenen Malm-Kreide-Tertiär-Serien verläuft gegen NW hin allmählich in stratigraphisch immer höheren Horizonten. Nach der Überschiebung der Cavistrau-Decke differenzierte sich das südliche Aarmassiv in zwei Teilmassive, in das Punteglias-Teilmassiv im N und in das teilweise darübergeschobene Trunser-Teilmassiv im S. Die Cavistrau-Decke verhielt sich dabei passiv, als

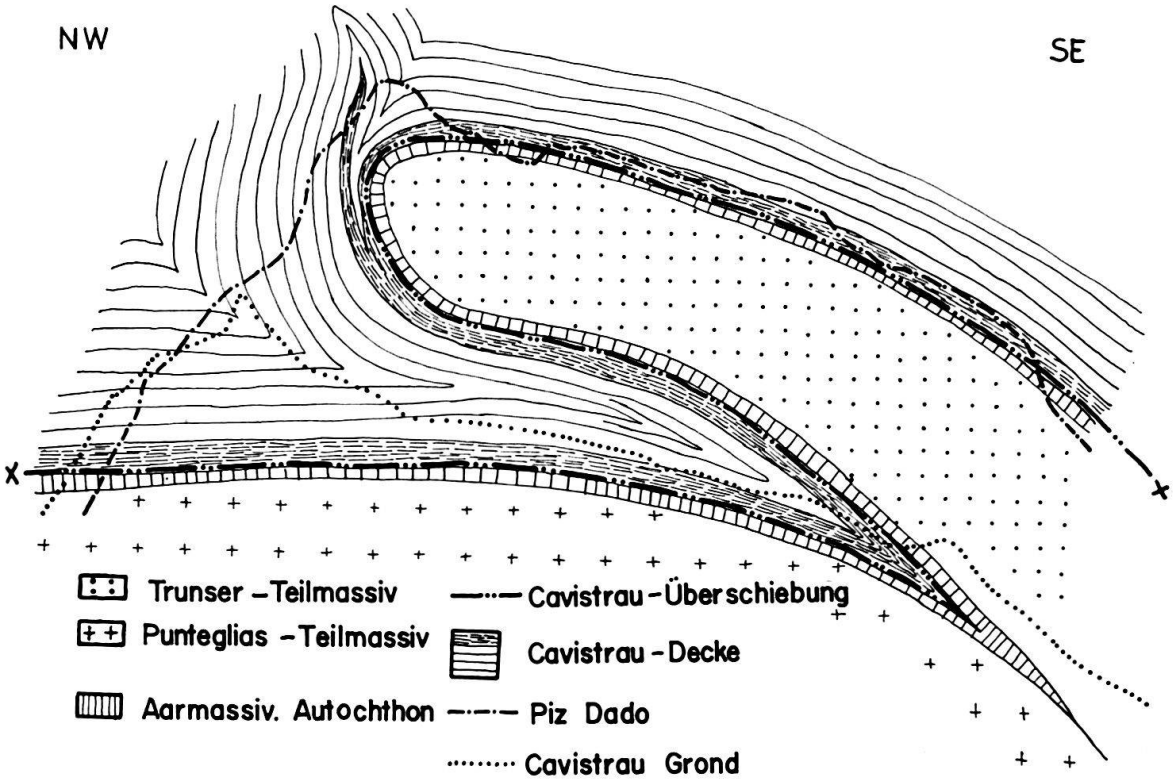

Fig. 2 Schematisches Querprofil zum Verhältnis von südlichem Aarmassiv und Cavistrau-Decke.

«tektonische Sedimentbedeckung» dieser beiden Kristallinschollen. Die wohl primär nur leicht gekrümmte Überschiebungsfläche wurde in der in Figur 2 dargestellten Weise gefaltet. In der Decke bildete sich, infolge der Differenzierung ihrer Unterlage, im N eine grosse Synform, deren normalliegender SE-Schenkel («verkehrte Verkehrtserie») seinerseits wieder – allerdings in bedeutend kleinerem Ausmass – in eine Antiform und Synform aufgespalten wurde.

Wie die Cavistrau-Decke unmittelbar vor der Aufspaltung des südlichen Aarmassivs in Punteglias- und Trunser-Lappen ausgesehen hat, ist wohl kaum mehr zu eruieren; sie dürfte aber nicht als undeformiertes «Brett» vorgelegen haben. Die aus der Geometrie zu folgernde Auftrennung der Bewegungsabläufe in zwei Phasen (Fig. 2) ist bis zu einem gewissen Grade willkürlich, da aus der geometrischen Analyse der tektonischen Profile nicht entschieden werden kann, ob zwischen der Überschiebung der Cavistrau-Decke und der Zerschlitzung des südlichen Aarmassivs eine Periode tektonischer Ruhe herrschte oder ob die beiden Phasen harmonisch ineinander übergingen.

Der oben geschilderte Bewegungsablauf stellt nur einen kleinen Ausschnitt aus den orogenetischen Vorgängen dar, die zu der in Figur 1 dargestellten Konfiguration führte. Diese Teilkinematik ist aber für das Verständnis der folgenden Profile unerlässlich und wurde deshalb vorweggenommen. Südliches Aarmassiv und Cavistrau-Decke tauchen mit 10 bis 20° Neigung axial gegen ENE ab. Dieses Axialgefälle hat zur Folge, dass die Erosion von E nach W kontinuierlich tiefere tektonische Stockwerke blosslegte. Mit andern Worten: der Cavistrau Grond ganz im W mit seinen 3252 m liegt tektonisch gesehen tiefer als der Piz Dado (2699 m) am NE-Rand des untersuchten Gebietes. Die dazwischen liegenden Gipfel nehmen sinngemäss eine ihrer geographischen Lage entsprechende tektonische Zwischenstellung ein.

C. Tektonische Detailprofile durch die Gipfelkette

Im folgenden Abschnitt wird der tektonische Aufbau der einzelnen Gipfel (in der Reihenfolge von E nach W) in Anlehnung an das Schema der Figur 2 diskutiert.

Der *Piz Dado* am E-Ende der Brigelserhörner enthält den Schlüssel zu deren Tektonik. Die tektonischen Elemente sind, dank der im E weniger tief greifenden Erosion, noch vollständig erhalten. Die Stirnumbiegung des Trunser-Massivs ist samt der vordern Rückenpartie in der hintern Val Miez sehr gut sichtbar. Ebenso schön aufgeschlossen ist – dem Rücken des Trunser-Massivs aufliegend – die vollständige Schichtreihe der Cavistrau-Decke, die den SE verlaufenden Grat zwischen der Val Dado und der Val Miez aufbaut (Fig. 3).

Die Synform-Antiform-Aufspaltung des grossen, normalliegenden S-Schenkels befindet sich unmittelbar vor der Stirn des Trunser-Massivs. Im Kern der kleinen Synform liegt, tektonisch repetiert, die Rötiserie, die den Piz Dado aufbaut und der sich direkt nördlich die schmale Antiform mit ihrem Doggerkern anschliesst. Im N-Schenkel der schmalen Antiform ist die Rötiserie tektonisch stark reduziert. Nurmehr einige Boudins liegen dort zwischen der Quartenserie und dem Verrucano. Markantestes Schichtglied der gegen die Val Frisal abfallenden Hänge ist der Verrucano. Über dem Puntegliasgranit mit seiner autochthonen Trias folgt die vollständige Verkehrtserie der Cavistrau-Decke mit dem nur wenig mächtigen Altmesozoikum.

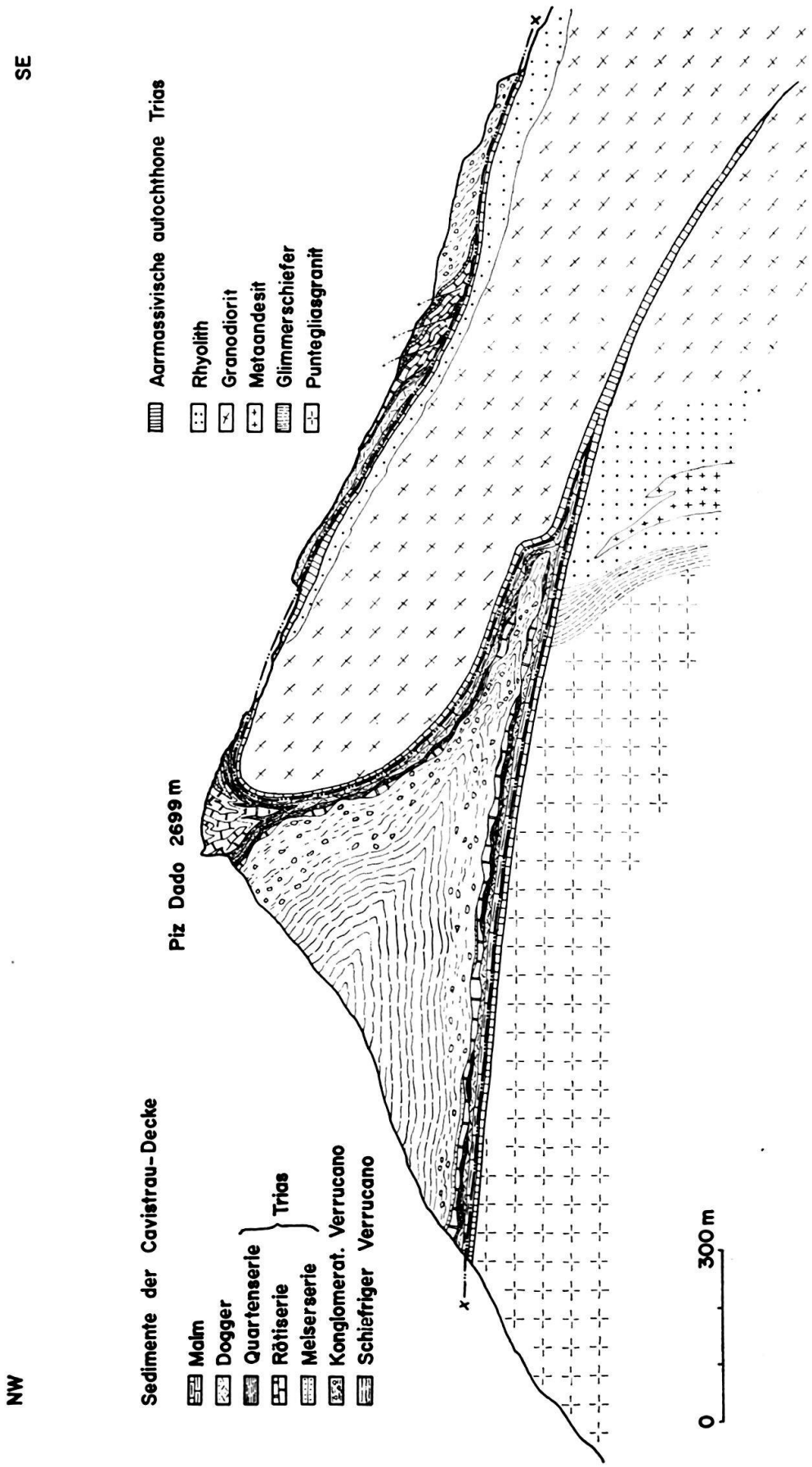

Fig. 3 Tektonisches Profil durch den Piz Dado am E-Ende der Brigelserhörner.

Wie schon erläutert wurde, legte die Erosion gegen W kontinuierlich tiefere tektonische Stockwerke bloss. Der die südöstliche Verlängerung des *Piz Dadens* bildende Grat zwischen der Val Miez und der Val Dadens ist vollständig aus Kristallin des Trunser-Massivs aufgebaut. Die Sedimente auf dem Massivrücken sowie natürlich auch die darauflagernde Cavistrau-Decke sind durch die Erosion entfernt worden. Vor der Massivstirn bietet sich vor allem in der W-Wand ein äusserst verwickeltes Bild (Fig. 4). Erstaunlicherweise lassen sich aber die schematischen Elemente trotzdem mühelos finden.

Über dem Kristallin und seiner im Vergleich zur Cavistrau-Decke nur schwach deformierten Trias folgt mit einem scharfen Überschiebungskontakt der Quintnerkalk. Die sekundäre Synform zeigt nur auf der E-Seite ihren Doggerkern; in der W-Wand ist sie ausgequetscht. Die unmittelbar nördlich anschliessende Antiform mit den Schiltschichten im Kern sticht einige Meter nördlich des Gipfels in die Luft aus und bildet einen auffälligen, gut sichtbaren Zahn. Die knorrigen Opalinusschiefer der Bommerstein-Serie wurden auf die in der Figur 4 dargestellten Weise in die Quartenschiefer hineingepresst. Die gesamte Deformation erfolgte fast völlig bruchlos. Der grösste Teil der komplizierten Innentektonik ist wahrscheinlich mit der Cavistrau-Überschiebung in Zusammenhang zu bringen, da die Stirn des Trunser-Massivs so einfach gestaltet ist. Die Verschuppungen von Quartenschiefern und Dogger könnten disharmonische Falten zwischen den relativ kompetenten Komplexen Verrucano–Rötiserie und Malm sein.

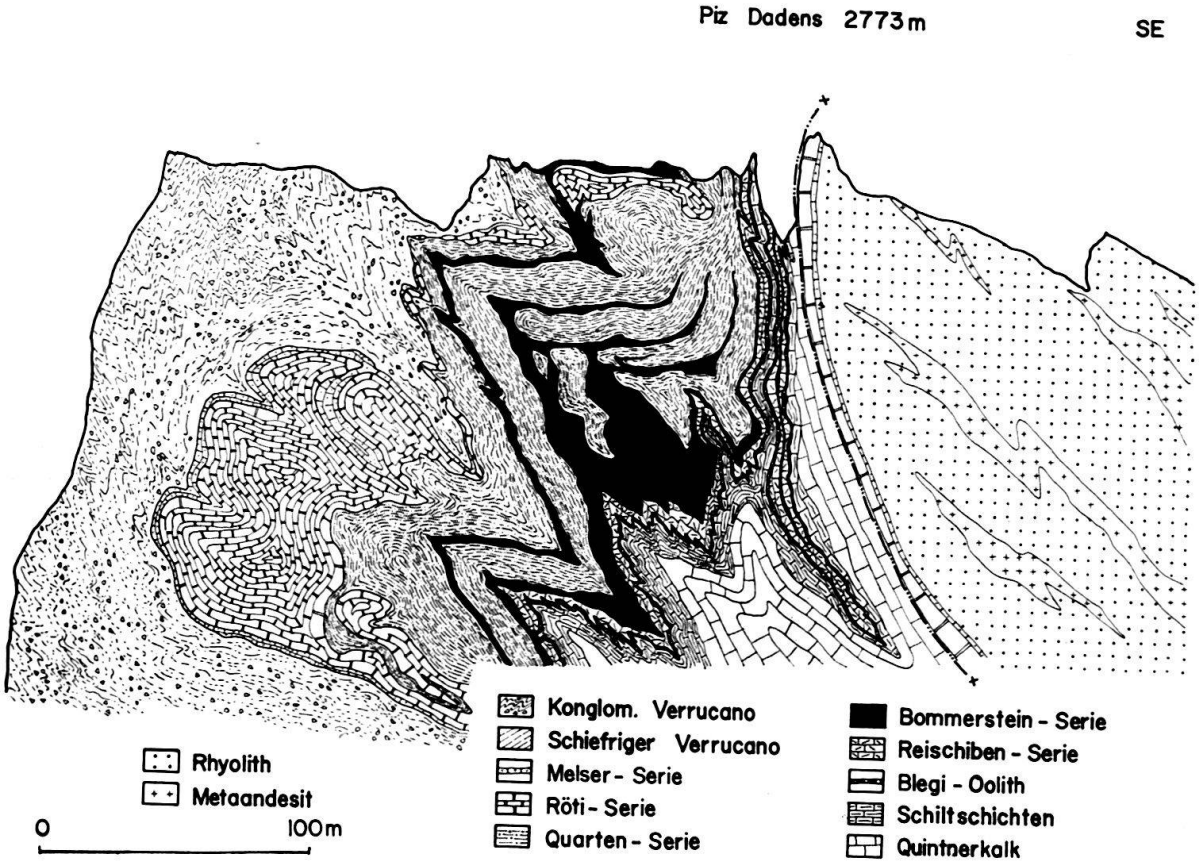

Fig. 4 Tektonisches Profil durch den Piz Dadens.

Im Gegensatz zum Piz Dadens ist der *Tumpiv* – abgesehen von der Schlingentektonik in der Synform-Antiform-Abfolge vor der Stirn des Trunserlappens – äusserst einfach gebaut (Fig. 5). Wiederum fällt die starke Boudinierung in der Rötiserie der Cavistrau-Decke auf.

Der Bau des *Cavistrau Pign* (Fig. 6) entspricht völlig dem Schema der Figur 2. Im NW erscheint die grosse Synform mit dem Verrucanokern, deren Rötiserie wiederum stark boudiniert ist. Die inkompetenten Quarten- und Doggerschiefer sind disharmonisch verfaltet und in der W-Flanke des Gipfels ausgezeichnet aufgeschlossen.

Im Profil durch den *Cavistrau Grond* ist die Synform-Antiform-Differenzierung vor der Massivstirn nicht mehr erhalten (Fig. 7). Sie wurde durch die Erosion völlig entfernt. Von der grossen Synform im NW ist nur mehr der verkehrtliegende Schenkel teilweise sichtbar, während der normalliegende noch reliktisch im Gipfelverrucano angedeutet ist.

Die Ausbisslinie der Cavistrau-Überschiebung auf der östlichen Seite der Val Punteglias ist fast durchgehend aufgeschlossen und leicht zugänglich. Die wenige Meter mächtige Melserserie über dem Puntegliasgranit wird ihrerseits im südlichen und nördlichen Abschnitt des Punteglias-Massivs normalstratigraphisch von der Rötiserie überlagert. Im mittleren Massivabschnitt hingegen, wo die posttriadische Erosion bis auf den Melsersandstein hinuntergriff, folgt auf diesen transgressiv basaler Dogger. Die eben beschriebene, nur wenige Meter mächtige Sedimenthaut des Aarmassivs wird entlang einem scharfen Überschiebungskontakt durch den Malm der Cavistrau-Decke abgeschnitten.

Dass der Kontakt zwischen Dogger und Malm, wenige Meter über dem kristallinen Punteglias-Massiv, tektonischer Natur ist, lässt sich beweisen: an der Basis der Decke wurden Rötidolomit-Schürflinge mitgeschleppt, welche sich nun zwischen autochthonem Dogger und überschobenem Malm befinden. Ausserdem liegt die Malmserie verkehrt (Troskalfazies im Liegenden des Quintnerkalsk), was natürlich einen stratigraphischen Kontakt mit dem darunterliegenden Dogger ausschliesst.

D. Diskussion der wichtigsten Hypothesen über den Bau der Brigelserhörner

Die Profile von G. Theobald (1868) sind nur mehr von historischem Interesse.

Albert Heim (1878) kam trotz jahrelangen Untersuchungen zu keinem befriedigenden Ergebnis. Einzig am Cavistrau Grond, wo ausgezeichnete Aufschlussverhältnisse herrschen und die Geometrie relativ einfach ist, schien sich eine plausible Deutung abzuzeichnen. Es war die berühmte Theorie von der Faltung einer Falte. In Figur 8 ist diese Hypothese veranschaulicht. In einer ersten Phase bildete sich eine gegen N überliegende Falte aus, in deren Kern sich der weiter im S transgressiv das Aarmassiv überlagernde Verrucano befand. Diese überkippte Falte, oder wenigstens ihr nördlicher Kern, wurde dann in einer zweiten Phase erneut gefaltet. Berücksichtigt man nur die Verhältnisse am Cavistrau Grond, so wäre diese Hypothese durchaus einleuchtend. Der tektonische Kontakt zwischen aarmassivischem Dogger und Malm der Cavistrau-Decke könnte als geringer differentieller Vorschub des autochthonen Malms gegenüber seiner stratigraphischen Unterlage gedeutet werden. In den weiter östlich gelegenen Gipfeln lässt sich aber diese Theorie kaum mehr vertreten. Vor allem das Profil durch den Piz Dado zeigt deutlich, dass der auf dem Rücken des Trunser-

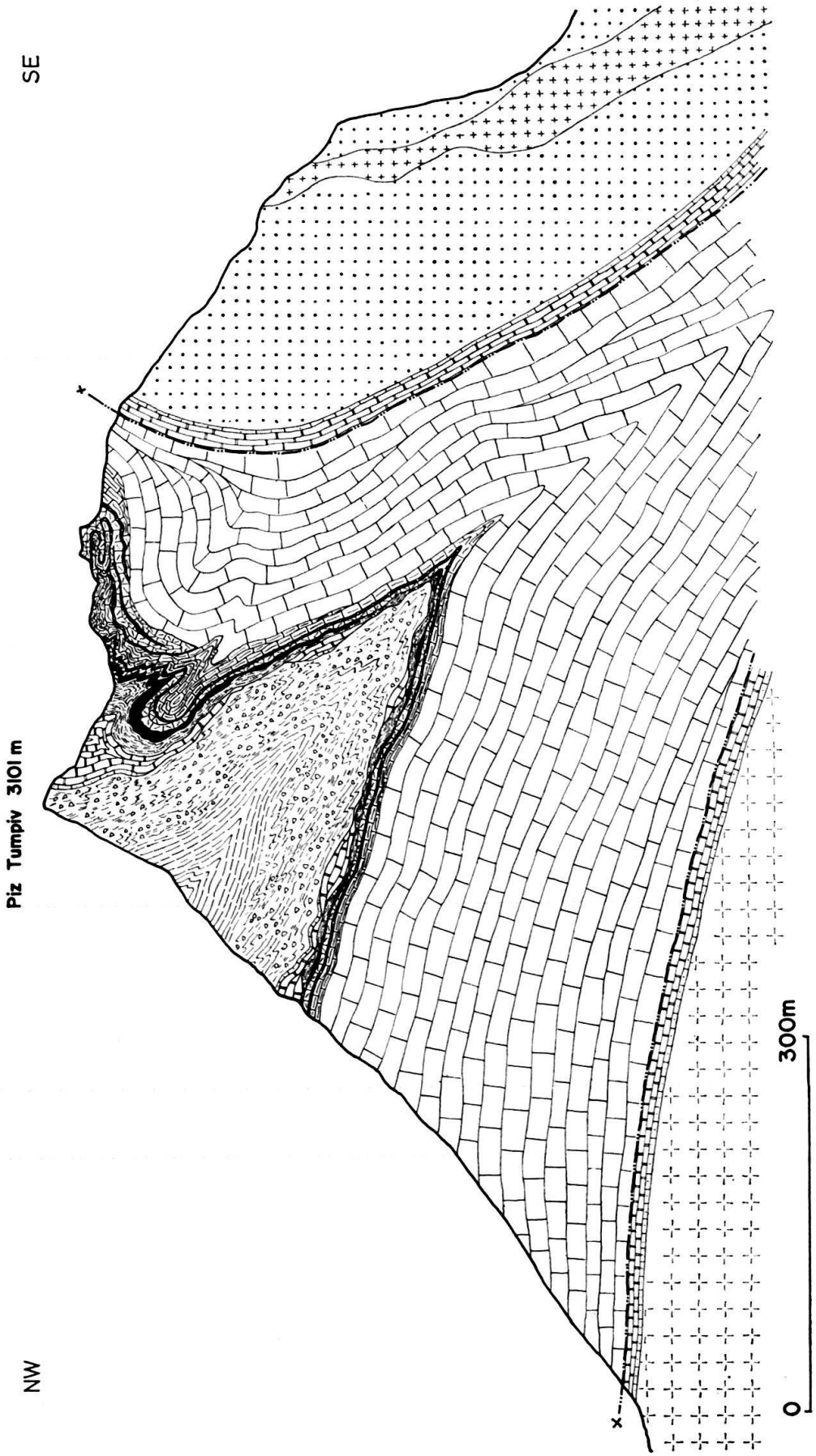

Fig. 5 Tektonisches Profil durch den Piz Tumpiv.

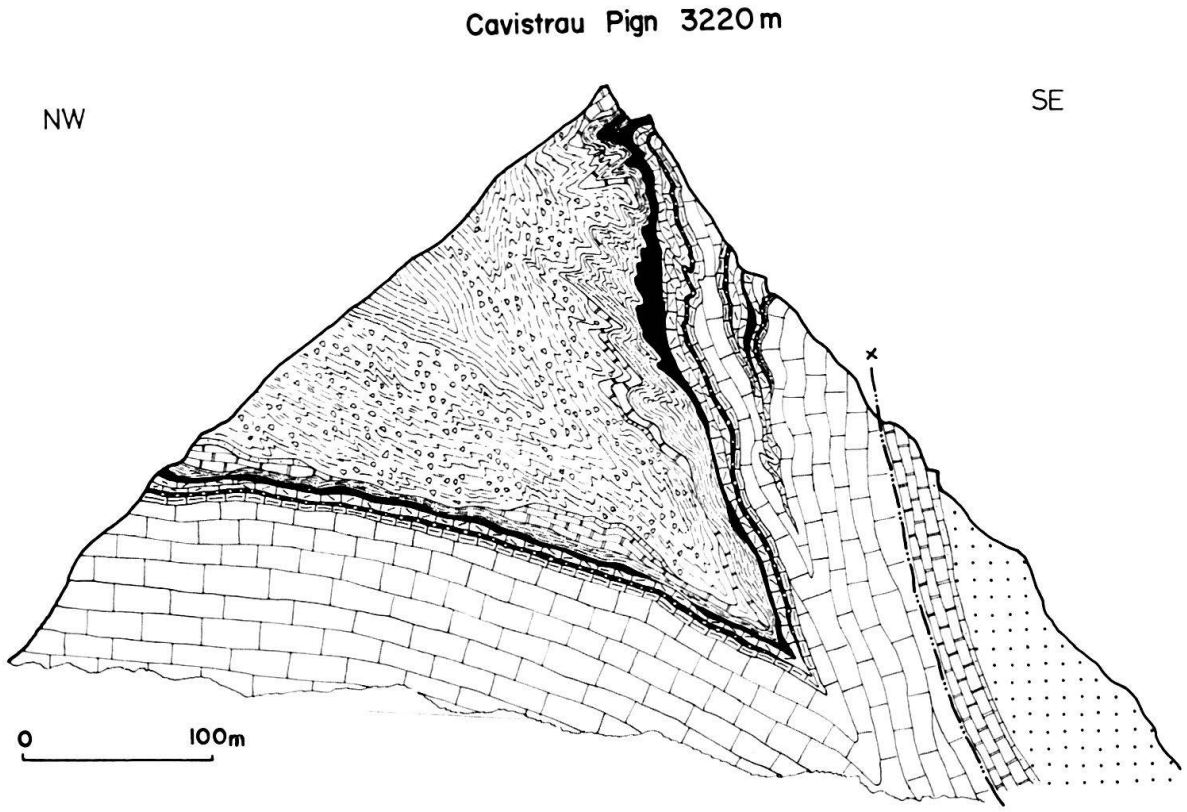

Fig. 6 Tektonisches Profil durch den Cavistrau Pign.

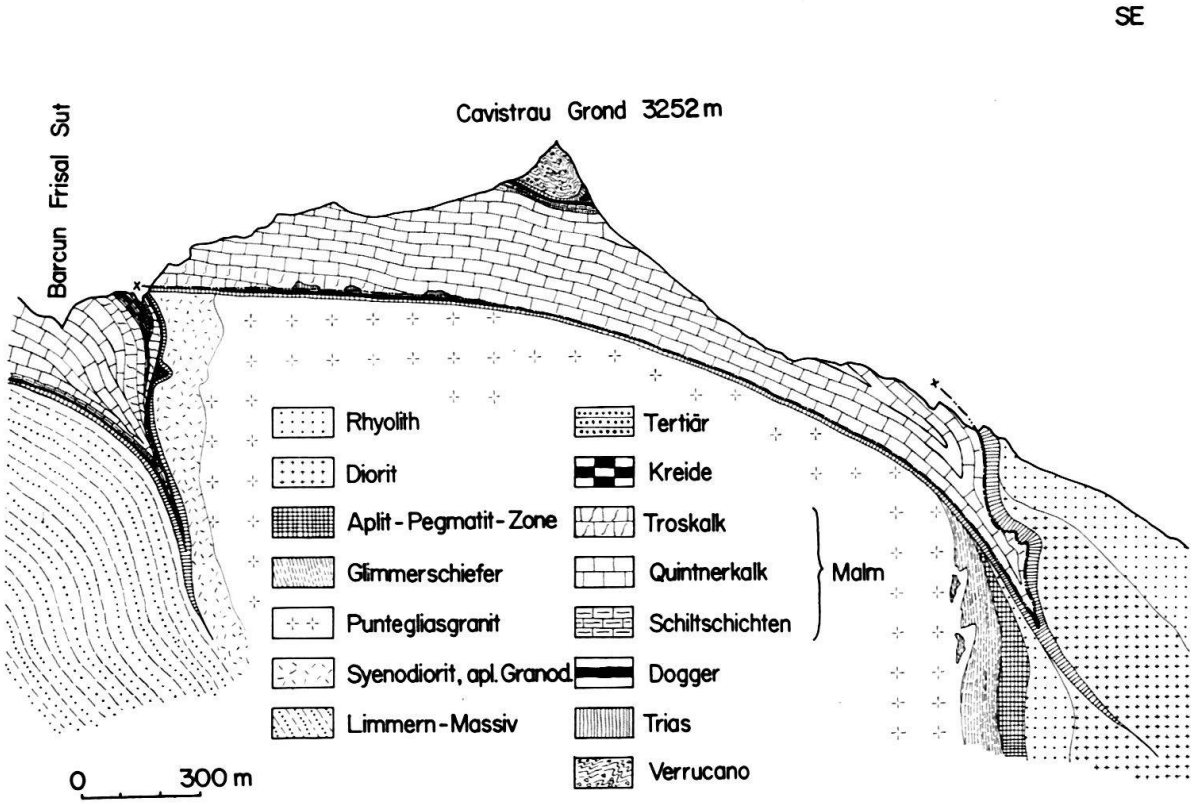

Fig. 7 Tektonisches Profil durch den Cavistrau Grond.

Massivs folgende Verrucano verkehrt liegt und nicht etwa die normalstratigraphische Bedeckung desselben darstellt, wie das nach obiger Hypothese der Fall sein müsste.

Die ausgezeichneten Kartierungen F. WEBERS sind leider ohne Text geblieben. Seine Anschauungen über die Tektonik sind teils aus den Profilen ersichtlich, teils in A. HEIM (1922: p. 937/938) als Nachtrag erwähnt. Die Profile (Spez.-Karte Nr. 100 B) zeigen eindeutig, dass WEBER die Sedimente der Cavistrau-Decke als von S her überschoben betrachtete. Unerklärlicherweise trennte er aber den Verrucano als selbständiges Element vom darunterliegenden Mesozoikum ab und bezeichnete ihn als zur «Glarner-Decke» gehörend. Dieselbe beheimatete er samt dem ebenfalls überschobenen Mesozoikum über dem Tavetscher Zwischenmassiv.

Meine eigenen Resultate stellen somit – abgesehen von ein paar Kleinigkeiten – nur eine Bestätigung von F. WEBERS Ideen dar. Obschon seine Detailprofile viele Widersprüche und Ungenauigkeiten enthalten, auf die hier nicht näher eingegangen wird, waren ihm die wesentlichen Zusammenhänge schon bekannt. Die in den folgenden Arbeiten vertretenen Auffassungen sind dagegen als Rückschritt zu betrachten.

E. WEBER (1947) und H. WIDMER (1949: p. 82) vertraten die Ansicht, der Verrucano der Cavistrau-Decke stamme vom Rücken des Trunser-Massivs.

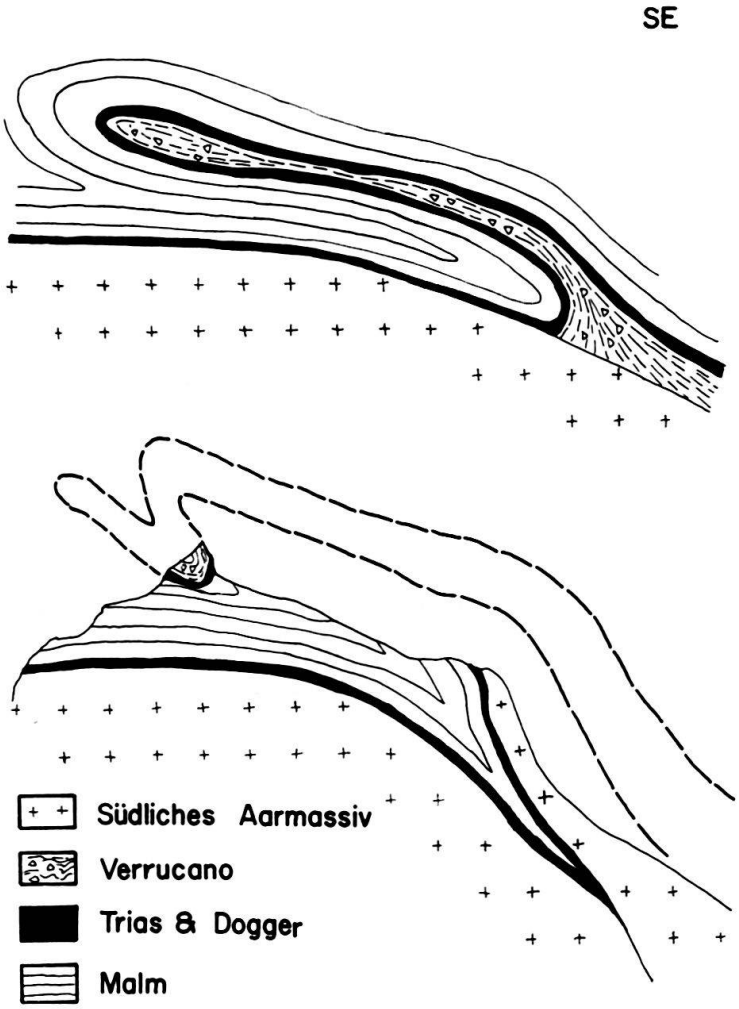

Fig. 8 Die gefaltete Falte am Cavistrau Grond nach ALBERT HEIM.

R. HELBLING und Mitarbeiter (1948: Blatt 1) bezeichneten die Sedimente der Cavistrau-Decke samt dem aarmassivischen Altmesozoikum sowie der subhelvetischen Decke des Piz d'Artgas und des Crap Surtscheins als Brigelserhörner-Decke. Dies ist um so unverständlicher, als schon F. WEBER ganz eindeutig zwischen autochthonem und überschobenem Mesozoikum unterschieden hatte. R. STAUB (1954: p. 18) neigt, wie schon die übrigen Autoren nach F. WEBER, der Hypothese der gefalteten Falte zu. Er lehnt den Schubmassencharakter der Cavistrau-Masse ab und findet die mächtige verkehrtliegende Schichtreihe eindeutig mit dem normalen Sedimentmantel des Puntegliasgranites verbunden. Es handle sich höchstens um eine aus unmittelbarer Nachbarschaft herangeschobene liegende Falte, deren Herkunft über dem allersüdlichsten Aarmassiv oder über dem nördlichen TZM zu suchen wäre.

Gegenüber dieser Hypothese gelten dieselben Einwände wie gegen ALBERT HEIMS Theorie.

LITERATURVERZEICHNIS

HEIM, ALB. (1878): *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe.* Basel (Schwabe).

– (1921, 1922): *Geologie der Schweiz, 2: Die Schweizer Alpen.* Leipzig (Tauchnitz).

HELBLING, R. (1948): *Photogeologische Studien im Anschluss an geologische Kartierungen in der Schweiz, insbesondere der Tödikette.* Zürich (Orell Füssli).

STAUB, R. (1954): *Der Bau der Glarner Alpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie.* Glarus (Tschudi).

WEBER, E. (1947): *Geologie des Limmern-Selbsanft-Gebietes.* – Beilage I zu R. STAUB & W. LEUPOLD: *Geologisches Gutachten über die Eignung des Limmernbodens als Speicherbecken.* Nordostschweizerische Kraftwerke AG, Baden (unveröffentlicht).

WIDMER, H. (1949): *Zur Geologie der Tödigruppe.* Diss. Univ. Zürich.

Geologische Karten:

WEBER, F. (1922a): Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 100 B

– (1922b): Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 101 A

– (1922c): Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 101 B

– (1922d): Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 102 B

– (1924a): Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 100 A

– (1924b): Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 102 A