

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 49 (1956)
Heft: 2

Artikel: Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen
Autor: Bearth, Peter
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-162078>

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: 13.01.2026

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

Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen

Von Peter Bearth, Basel

Mit 2 Textfiguren

In einer in den Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 35, 1955 erschienenen Arbeit gibt E. WENK eine Strukturkarte der Tessiner Alpen, die einen wesentlichen Fortschritt in unserer Kenntnis der penninischen Zone bildet. Die bisherige tektonische Interpretation der Tessiner Alpen entsprach ja in mancher Hinsicht einer Extrapolation, die aus dem «Oberbau» mit seinen grossen Überschiebungen und relativ konstanten Strukturelementen sich ergab. Die neue Karte zeigt sehr klar die strukturelle Anomalie der Tessinerregion, verglichen mit Wallis und Graubünden. Eine Übertragung der aus diesen Gebieten gewonnenen tektonischen Vorstellungen auf die Tessiner Alpen erscheint in Zukunft nicht mehr zulässig. Oder wie E. WENK sich ausdrückt: «Aus dem Oberbau . . . kann nicht auf die Struktur des Unterbaues geschlossen werden.»

Aus der neuen Interpretation drängen sich einige für die angrenzenden Gebiete wichtige Folgerungen auf. So legt die Geschlossenheit der tumorartigen Tessiner-
aufwölbung und ihr parautochthoner Charakter den Gedanken nahe, dass diese Struktur sowohl nach E wie nach W sehr rasch abfällt. Es ist überdies zu erwarten, dass zwischen Ober- und Unterbau eine Ablösungszone – vielleicht auch Querstrukturen – auftreten.

In diesem Zusammenhang gewinnt das Simplonprofil erneutes Interesse. Es mögen deshalb hier einige neue Beobachtungen aus diesem Gebiete mitgeteilt werden, und zugleich sollen einige tektonische Probleme der Walliser Alpen erörtert werden. Die folgenden Ausführungen stützen sich auf Untersuchungen des Verfassers, die hauptsächlich im Sommer 1955 durchgeführt wurden, z. T. im Zusammenhang mit Studien in der Ophiolithzone von Bognanco–Antrona. Dem Nationalfonds und der Schweizerischen Geologischen Kommission, die beide diese Arbeiten ermöglicht haben, sei hier bestens gedankt.

Die erwähnten Feldarbeiten, die 1956 noch ergänzt wurden, hatten zunächst das Studium des Ostrandes von Monte Rosa- und Bernhard-Kristallin zum Ziel, aber auch, soweit dies erforderlich schien, eine Überprüfung des Zusammenhangs zwischen den in der Kartenskizze 1 ausgeschiedenen kristallinen Einheiten.

Postkristalline Störungen

Ein erstes Ergebnis war die Feststellung ganz bedeutender postkristalliner Störungen, die innerhalb und an der Grenze der Bernhard-Decke auftreten.

Diese Störungen finden ihren Ausdruck in einer starken Verschuppung und Kakiritisierung, in der Bildung von Breccien und Myloniten und in der Häufung von Ultra- und Gangmyloniten. Diese Erscheinungen machen sich jeweils beidseitig der tektonischen Grenzen bemerkbar, und die betroffene Zone kann eine Breite bis zu 1 km erreichen.

Im Norden (Fig. 1) verläuft die Hauptstörung entlang dem Westrand der Berisal-Gneise, die durch sie vom Staldener Lappen abgeschnitten werden. Eine mächtige Mylonit- und Ultramylonitzone zieht ferner an der flach nordwärts ansteigenden Basis des Fletschhorn-Kristallins durch. Diese zwei Störungen vereinigen sich S Simplon Dorf und folgen dann den Depressionen der Furgge und des Passo di Monscera bis Bognanco hinunter. Bei Bognanco Terme scheint diese Mylonitzone ihre Richtung zu ändern; sie fällt hier mit der grossen Centovallistörung zusammen, die durch die Depression der Valle di Vigizzo in den Taleinschnitt von Bognanco hineinstreicht und die ostwärts bis Locarno verfolgt werden kann.

In ihren Erscheinungen wie auch im Ausmass stimmt die Simplon- mit der Centovallistörung überein; und da die eine in die andere hineinzieht, so sind sie vermutlich als Ausdruck ein und desselben tektonischen Phänomens zu betrachten. Gewissheit darüber kann aber erst eine Untersuchung der Störung zwischen Simplon und dem Saastal erbringen. Vorläufig können wir die Möglichkeit postkristalliner Überschiebungen entlang der Simplonstörung nicht ausschliessen.

Wie man aus Figur 1 ersieht, folgen diese Mylonitzonen auf grosse Strecken dem West- und Südrand der Monte Leone-Decke. Sie sind auch mit dieser Überschiebungsfläche verwechselt worden (A. AMSTUTZ). Dass sie aber davon wenigstens teilweise unabhängig sind, zeigt ihr Verlauf im Südzipfel der Berisal-Gneise und vor allem am Ausgang des Bognancotales, wo der Südrand der Monte Leone-Decke nach NE ins Val Isorno hineinstreicht (die Verhältnisse sind hier ganz eindeutig!), die Centovallistörung aber östliche Richtung unverändert beibehält. Verschuppung, Steilstellung und Faltung werden ausserhalb der Störungen von der Kristallisation überholt und ausgeheilt; diese Störungen sind demnach jung. Sie sind nach den grossen Deckenbewegungen und nach der Metamorphose in einer fertigen Struktur angelegt worden.

Es handelt sich übrigens nicht um die jüngsten tektonischen Erscheinungen im untersuchten Abschnitt. Beiderseits dieser Mylonitzonen trifft man immer wieder steilstehende und ca. NNW streichende Ruschel- und Bruchzonen an, die als morphologisch auffallende, durch steile Wände begrenzte Gräben und Rinnen vor allem im Laggin- und Zwischenbergental häufig sind (Tristel-Graben, Guggeli-Graben usw.). Sie scheinen von der Simplon-Centovallistörung unabhängig zu sein. Da sie aber auch anderwärts – z. B. im Tessin (O. GRÜTTER) und in den Zentralmassiven (nach O. GRÜTTER z. B. am Sustenpass) – verbreitet sind, so handelt es sich bei diesen jüngsten tektonischen Vorgängen um ein den ganzen Alpenkörper betreffendes Phänomen, das nähere Betrachtung verdienen würde.

Im übrigen auf der Kartenskizze 1 dargestellten Gebiet sind Mylonitzonen vor allem in der Mischabel-Fletschhornserie anzutreffen. Sie haben aber rein lokale Bedeutung. Verschuppung, Steilstellung und Faltung sind hier wie in den ganzen

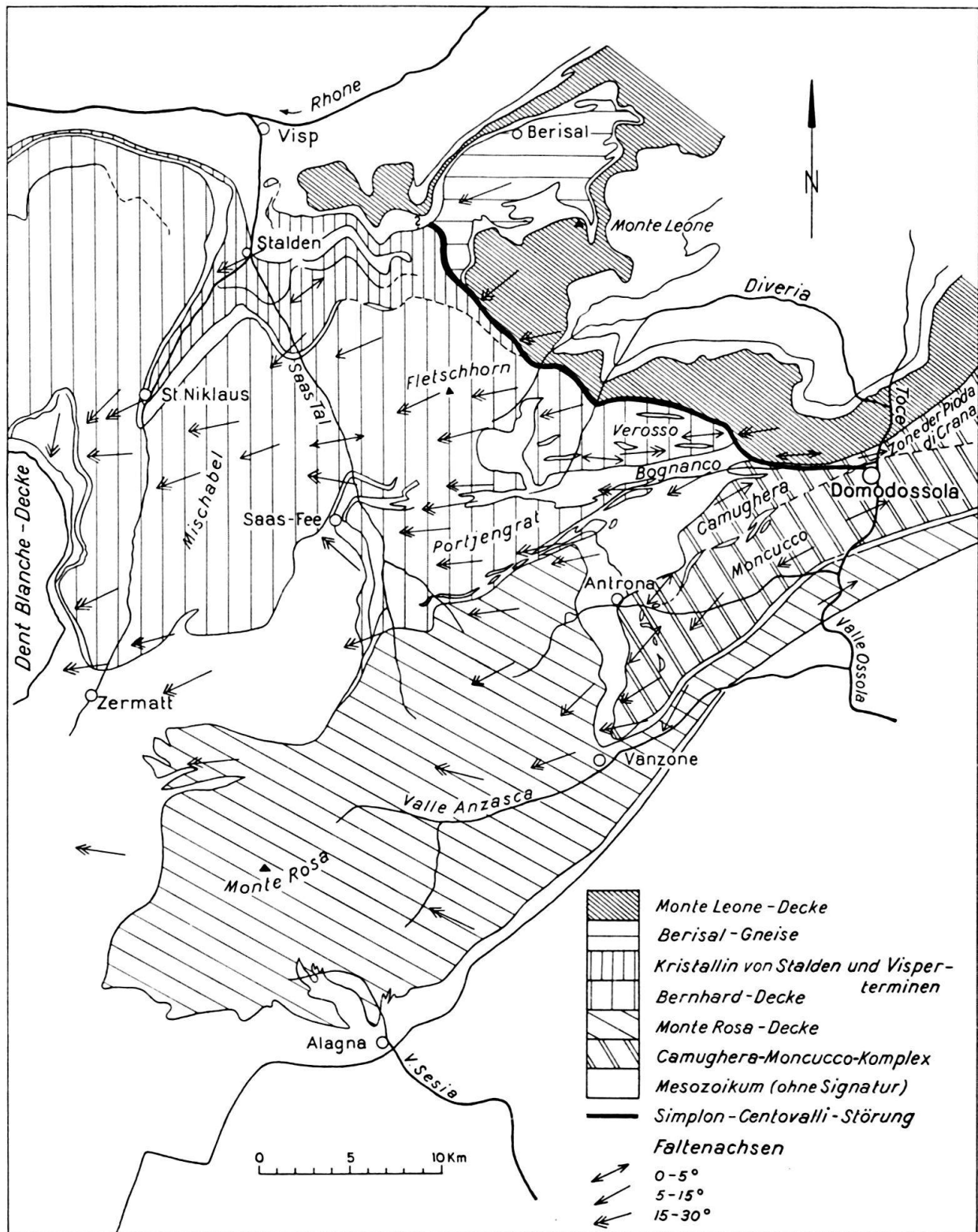


Fig. 1. Tektonische Übersicht der östlichen Walliser Alpen, 1 : 400 000.

Westalpen in der Hauptsache präkristallin. Infolgedessen sind die einzelnen tektonischen Glieder miteinander verschweisst, was sich im Kleinen wie im Grossen zeigt und der tektonischen Deutung nicht geringe Schwierigkeiten bereitet.

Bemerkungen zur tektonischen Gliederung (siehe Fig. 1)

Gegenüber den bisherigen tektonischen Schemata erwies sich eine weitergehende Aufteilung der Stirnpartie der Bernhard-Decke als unerlässlich. Es zeigt sich nämlich, dass die Berisal-Gneise nicht nach W in den Staldener Lappen hineinziehen, sondern von diesem, wie schon erwähnt, durch eine mächtige Mylonit- (und Ultramylonit-)Zone abgeschnitten werden¹⁾. Wie die Kartenskizze 2 zeigt, tauchen überdies die westlich einfallenden Berisalgneise unter die steil aufgerichteten und südfallenden Gneise und Schiefer ein, die den Lappen von Stalden (und von Visperterminen) bilden, von dem sie übrigens nicht nur durch Mylonite, sondern auch durch Fetzen mesozoischer Sedimente (Quarzite, Marmore, Kalkglimmerschiefer und Ophiolithe) getrennt sind. Bei Engiloch keilen die Berisal-Gneise – hier enorm mylonitisiert und von Gangmyloniten durchsetzt – aus. Eine direkte Verbindung mit dem Fletschhornkristallin besteht nicht, denn das in die Lappen von Visperterminen und von Stalden hineinstreichende Kristallin ist seinerseits im Süden durch eine mächtige Mylonitzone, wahrscheinlich auch durch Mesozoikum, von der Fletschhornbasis abgetrennt.

Die von der Monte Leone-Stirn umhüllten Berisal-Gneise sind konform mit dieser verfaltet, aber durch eine scharfe tektonische Diskordanz vom hangenden Kristallin geschieden. Strukturell betrachtet bildet Berisal mit der Monte Leone-Decke eine Einheit. Das schnelle und definitive Abtauchen dieses Elementes nach W könnte im Zusammenhang stehen mit dem eingangs vermuteten raschen Absinken der Tessiner Aufwölbung.

Auch der «Staldener Lappen» muss vom übrigen Kristallin der Bernhard-Decke getrennt werden. Im Vergleich zum Fletschhorn- (und Berisal-)Kristallin fällt der abweichende lithologische Charakter dieser Einheit auf. Staldener und Visperterminen-Lappen sind aus sehr heterogenem Material gemischt und scheinen neben Karbon und Perm (?) Elemente mit ursprünglich sehr verschieden hoher Metamorphose zu umfassen. Was uns hier interessiert, ist vor allem die kräftige Laminierung, Kleinfältelung und Diaphtorese, die diesen ganzen Komplex auszeichnet. Ein am Galenhorn (2794) stark auffallendes Glied sind schneeweisse, intensiv gefältelte Albit-Sericit-Phyllonite, mit Flecken von Chlorit und Karbonat. Dem ganzen südlichen Saum des Staldener Lappens entlang trifft man auf Quarzite, die z. T. vermutlich dem Altkristallin angehören, z. T. aber mit Marmorschmitzen assoziiert sind und wahrscheinlich Trias repräsentieren. Unmittelbar N vom Sirwoltensee sind z. B. solche Quarzite anstehend, ebenso N vom Weissboden. Sie liegen tektonisch in der gleichen Stellung wie der Quarzitzug von St. Niklaus (Mattertal) und dürften seiner Fortsetzung nach E entsprechen. Das bedarf noch der Nachprüfung; sicher aber ist der Kontakt zwischen Staldener Lappen und Fletschhorn-Kristallin rein mechanisch.

¹⁾ Als Staldener Lappen wird hier kurz die komplexe Schuppenzone bezeichnet, die sowohl das Kristallin von Stalden, als auch dasjenige von Visperterminen umfasst.

Gegen S wird der Staldener Lappen immer mehr reduziert, zwischen Bärnetscha und Gstein streicht er an die Monte Leone-Gneise heran und keilt am Eingang zum Laggintal aus.

Wir betrachten den Staldener Lappen als stark verschuppten basalen Komplex der Mischabel-Fletschhornmasse, der sowohl oberpaläozoische, wie auch ältere,

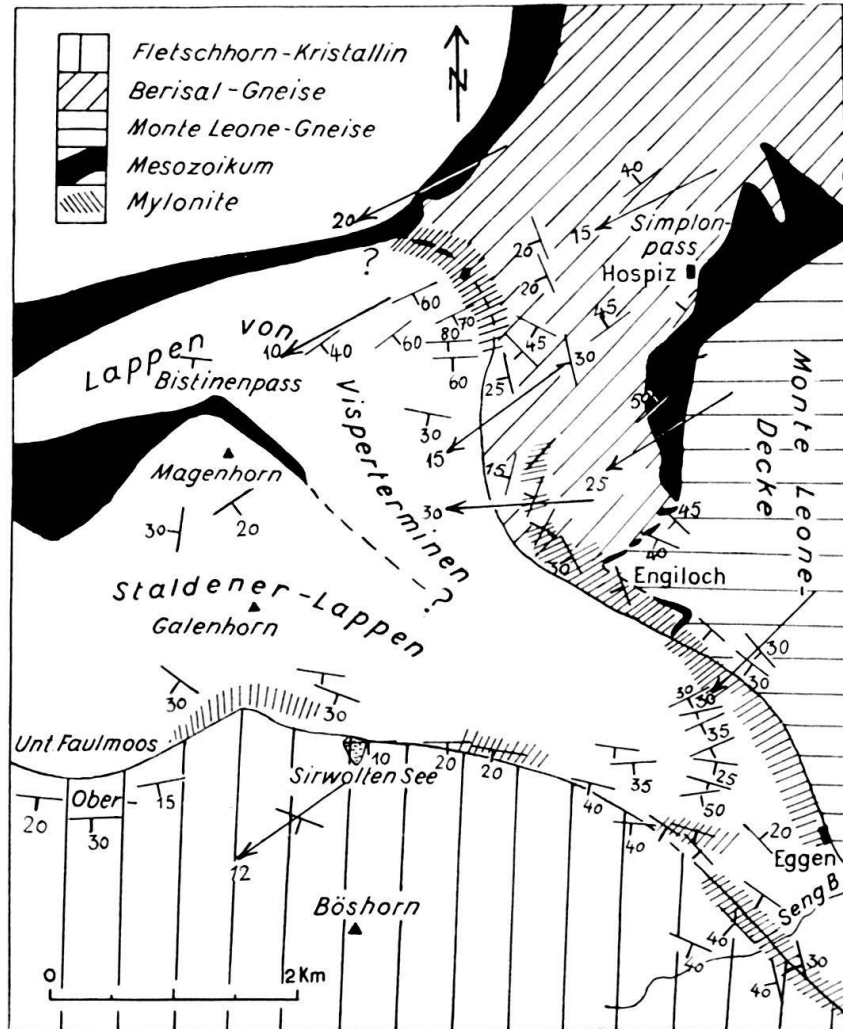


Fig. 2. Tektonische Skizze des Simplongebietes, 1 : 75 000.

stark diaphoritisierte Gesteine umfasst. Er ist vom hangenden Mischabel-Fletschhorn-Kristallin durchgehend getrennt durch eine Schubfläche, die vom Mattertal bis an die Simplonstrasse verfolgt werden kann. Morphologisch macht sich diese Fläche durch eine starke Depression N der Linie Simelihorn-Böshorn bemerkbar.

Östlich vom Laggintal tritt nun ein anderes Element in Kontakt mit der Monte Leone-Decke: es ist die Basis der Mischabel-Fletschhornmasse, hier zunächst gebildet durch feinkörnige Biotitgneise, die im Hangenden und gegen Bognanco hin durch typische Gneise und Schiefer der Mischabelserie s. str. abgelöst werden.

Dieses Mischabel-Kristallin füllt nun den ganzen Raum bis zur Synklinale von Zwischbergen und den Saaser Mulden aus. Seine Beziehung zum südlich an-

schliessenden Portjengrat-Lappen tangiert das Problem der Abgrenzung von Monte Rosa- und Bernhard-Kristallin und soll getrennt behandelt werden. Siehe S. 268.

Hier sei nur noch auf den Camughera-Moncucco-Komplex hingewiesen, der die südöstliche Ecke der Kartenskizze (Fig. 1) einnimmt. Die Trennung dieses Komplexes von der Monte Leone-Decke ist neuerdings von A. AMSTUTZ befürwortet worden, nachdem sie in verschiedenen Entwürfen zur Tessiner Karte (vgl. NIGGLI et al., 1936) schon enthalten war. Wir haben uns bei zahlreichen Begehungen im Sommer 1955 sehr bald von der Notwendigkeit dieser Trennung überzeugen können.

Die Camughera-Moncucco-Gneise sind durch einen stark zerrissenen Sedimentzug, die Salarioli-Mulde, voneinander getrennt. Intensivste Verschuppung und Mylonitisierung kennzeichnen diese noch unvollständig bekannte Trennungslinie, deren Charakter lebhaft an die oben erwähnte Simplonstörung erinnert. Im Süden verliert sich die Salarioli-Mulde, und im Val Bianca vereinigen sich Camughera- und Moncucco-Gneise; sie sind hier weder strukturell noch lithologisch mehr zu trennen. Im Val Bognanco kann die Salarioli-Mulde nicht mehr mit Sicherheit angegeben werden, vielleicht entsprechen ihr schmale Fetzen von Trias, die am Ausgang des Tales gefunden wurden. Als Ganzes bildet der Camughera-Moncucco-Komplex einen steilstehenden Fächer mit südfallendem Nordflügel. Diese Struktur mitsamt der Zweiteilung wiederholt sich nach den noch unveröffentlichten Aufnahmen von P. KNUP östlich vom Ossolatal. Die Moncucco-Zone erweist sich als das Äquivalent der Zone von Orselina, während Camughera der Zone der Pioda di Crana entspricht, die bisher zur Monte Leone-Decke gerechnet wurde. Ihre Stellung im System der Tessiner Decken bedarf noch der Abklärung. Bis das geschehen ist, hängen gewisse Parallelisierungsmöglichkeiten zwischen Wallis und Tessin in der Luft.

Bemerkungen zur Struktur der in Figur 1 dargestellten Gneiskörper

Die wichtigsten Strukturelemente sind in der Figur 1 eingetragen. Eine detaillierte Strukturkarte hoffen wir später publizieren zu können. Das Wesentliche lässt sich schon aus der tektonischen Skizze ablesen. Einige Bemerkungen dürften aber nicht überflüssig sein.

Auf eine breite nördliche Schuppenzone mit flach nach N ansteigenden Schub- und Schieferungsflächen folgt ein Mittelstück mit vorherrschender Steilstellung und einer tiefgehenden Zerschlitzung der Gneiskörper. Dieses Mittelstück umfasst den Südrand der Mischabel-Fletschhorn-Gneise, den Portjengrat-Lappen und den Nordrand der Monte Rosa-Decke. Der ganze Abschnitt wird von Rückfaltungsphänomenen beherrscht, die wahrscheinlich weit über das südwärts anschliessende Monte Rosa-Gewölbe hinübergreifen. Siehe S. 287. Während in der Monte Rosa-Decke noch alte (hercynische?) Strukturen einen erheblichen Raum einnehmen (s. BEARTH 1952), ist das steilgestellte Mittelstück durchgehend stark verformt und alpin umgeprägt worden. Hier liegt der Schwerpunkt der alpinen Metamorphose in diesem Deckengebiet. Weiter N sind wahrscheinlich sowohl alpin als präalpin metamorphe Elemente miteinander vermischt.

Vergleichen wir die Struktur des «Oberbaues», so wie sie oben geschildert wurde, mit derjenigen der anstossenden Monte Leone-Decke, so fällt die Disharmonie zwischen den steilstehenden, E-streichenden und fächerartig zusammengeschobenen Partien des «Oberbaues» mit den W oder SW einfallenden Gneisen des «Unterbaues» auf. Die tektonische Diskordanz ist vor allem im Bognancotal (Verosso–Monte Leone) und N Simplon auffallend, abgeschwächt aber auch im Camughera-Nordrand spürbar.

Das Achsialgefälle

Überall, vom Rhonetal bis ins Anzatal, zeigen die Faltenachsen subparallelen Verlauf, in stärkstem Gegensatz zum Tessin. Das nach W bis SW gerichtete achsiale Einfallen ist allerdings in den einzelnen Zonen recht verschieden. Am stärksten akzentuiert ist es im steilgestellten Mittelstück, also vor allem im Portjengrat-Lappen, während es im N meist zwischen 0–10° schwankt.

Da die gefalteten Auflagerungsflächen der mesozoischen Serien denselben achsialen Anstieg zeigen, können wir eine der Hauptvoraussetzungen der Synthese von ARGAND, nämlich den generellen Anstieg aller Elemente nach E oder NE, nur nachdrücklich bestätigen. In diesem Punkt hat ARGAND sicher richtig gesehen.

Dasselbe gilt aber auch für die Antrona-Mulde und ebenso für die steilgestellte Serie der Moncucco-Gneise, im Gegensatz zu dem, was A. AMSTUTZ für dieses Gebiet behauptet hat. Eine Ausnahme von dieser Regel macht die Camughera-Zone, die N Antrona subhorizontal oder schwach nach E geneigte B-Achsen aufweist. Unmittelbar vor Erreichen des Ossolatales werden die Achsen auch im Moncucco-Komplex ostfallend (siehe BEARTH S. 268).

Ostfallende Achsen (bis 20°!) habe ich ferner auch im nördlichen Verosso-Zipfel gemessen, und zwar erfolgt der Übergang vom West- ins Ostfallen östlich vom Zwischbergental.

Wir stellen somit fest, dass die Fletschhorn-Gneise in unmittelbarer Nähe des Einschnittes von Bognanco östliches Axialgefälle aufweisen, analog der Camughera-Zone.

Wie soll man nun diesen Sachverhalt deuten?

Da ostfallende Achsen im anschliessenden Tessin die Regel bilden, so kann man diese Erscheinung als einen Einbruch der Tessiner Tektonik in die im Wallis vorherrschende Struktur bezeichnen. Im Bognanco erfolgt eben der Übergang vom Oberbau in den Unterbau, vom flachliegenden Deckenkörper in die steilstehende Wurzel. Da – wie eingangs schon bemerkt – «vom Oberbau nicht auf den Unterbau geschlossen werden kann» und diese Übergangszone zudem noch viel zu wenig bekannt ist, lässt sich vorläufig noch nichts über ihren Charakter aussagen.

Allerdings erscheint es andererseits klar, dass die Abweichungen von der Struktur des Oberbaues, die man im Abschnitt von Bognanco beobachten kann, vom Wallis aus betrachtet nur ein ganz begrenztes und lokales Phänomen darstellen, sozusagen eine Randerscheinung. Bognanco als Ausgangspunkt einer neuen tektonischen Synthese zu wählen (A. AMSTUTZ), heisst alle Proportionen missachten und zugleich den denkbar ungünstigsten Ansatzpunkt wählen. Der im östlichen Wallis mit eindrucklicher Konstanz wiederkehrende achsiale Anstieg

aller Elemente nach E bildet, wie bei E. ARGAND, auch in Zukunft den wichtigsten Schlüssel zur Tektonik dieses Abschnittes.

Es mag noch hervorgehoben werden, dass im ganzen untersuchten Gebiet keine Andeutung einer Quersaltung festzustellen war, weder am Ostrand der Monte Rosa-Decke, noch sonstwo, womit eine weitere unerlässliche Voraussetzung der «Synthese» von AMSTUTZ dahinfällt. Querstrukturen hat der Verfasser erst im Barrhorngebiet feststellen können; sie hängen wahrscheinlich mit den von M. ZIMMERMANN (1954) aus dem Val d'Anniviers erwähnten zusammen, und es ist kaum anzunehmen, dass sie mit dem Abtauchen der Tessiner Struktur irgend etwas zu tun haben.

Zum Problem der Mischabel-Decke

Wie bekannt, fasst R. STAUB das Bernhard- und Monte Rosa-Kristallin zu einer tektonischen Einheit, der Mischabel-Decke, zusammen. Das Kristallin der Bernhard-Decke würde dem abgeschürften Paragneismantel des Monte Rosa entsprechen. Für diese Deutung lassen sich tatsächlich eine ganze Reihe triftiger Gründe anführen. Im Laufe der Jahre wuchsen aber beim Verfasser die Bedenken gegen eine solche Interpretation, und ein Teil der Feldarbeiten von 1955 war darum speziell diesem Problem gewidmet.

Die Trennung des Camughera-Moncucco-Komplexes von der Monte Leone-Decke zwang zunächst zu einer Überprüfung der kritischen Zone im Wallis, wo am ehesten eine Scheidung von Monte Rosa- und Bernhard-Kristallin zu erwarten war, d. h. des Abschnittes zwischen den Saaser-Mulden und der Zwischbergen-Laggin-Mulde. Neue Aufschlüsse im Kar S des Weissmies und die Entdeckung eines schmalen Bandes Mesozoikum in der Südwand des Trifthornes, d. h. in der Fortsetzung der Triftgrätli-Mulde (s. BEARTH 1939) ergaben hier ein etwas verändertes Bild. (Näheres siehe in den Erläuterungen zu Blatt Saas.) Die Distanz zwischen Triftgrätli- und der Zwischbergen-Mulde reduziert sich dadurch auf 2 km. Im trennenden Kristallin treten – allerdings nicht durchgehend – Mylonite auf. Diese sind zwar auch ausserhalb dieser Linie verbreitet, zeigen aber hier doch eine deutliche Häufung. Fletschhorn- und Portjengrat-Kristallin sind also durch einen tektonischen Kontakt fast vollständig getrennt, und es schien zunächst, als ob die ursprüngliche, von ARGAND konstruierte Verbindung zwischen der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee und der Antrona-Mulde, also die alte Deckengrenze, wieder auferstehen sollte.

Nun liegen aber beiderseits dieser Trennungslinie genau die gleichen Glimmerschiefer, Albitgneise und Augengneise. Bezeichnend ist, dass der nördlichste Triasdolomitkeil der Zwischbergen-Mulde mitten durch ein Augengneisband der Portjengrat-Zone läuft. Es ist doch kaum zulässig, die eine Hälfte dieses Gneises der Bernhard-, die andere der Monte Rosa-Decke zuzuteilen. Genau dasselbe lässt sich aber von den anderen mesozoischen Einschaltungen sagen. Sie stecken in einer genetisch einheitlichen Serie, und die Trennung kann deshalb wohl kaum als Deckengrenze betrachtet werden. Ich möchte also nach wie vor Portjengrat- und Mischabel-Fletschhorn-Gneise als zusammengehörig betrachten.

Eine weitere von F. HERRMANN (1951) vermutete Trennungslinie, die zwischen Fletschhorn- und Laggin durchziehen und die Grundberg- mit der Laggin-Mulde

verbinden sollte, existiert ebenfalls nicht, wie eine Untersuchung der Ostflanke dieser Berge durch den Verfasser zeigte.

Hingegen scheint mir, wie früher schon erwähnt (BEARTH 1952), eine durchgehende tektonische Fläche den Südflügel des Portjengrat-Lappens vom Monte Rosa-Kristallin zu trennen (BEARTH 1952). Dass dieser Kontakt tektonisch ist, wird besonders im Lorancotal evident (s. Blatt Saas). Es zeigt sich dies nicht nur in der Verschuppung des Kristallins mit Mesozoikum (Ophiolithe, vor allem Serpentin, Quarzite und Marmore), sondern auch im Unterschied der Metamorphose beidseitig des Kontaktes. In der Pozzuoligruppe ob Antrona stossen alte (hercynische?) und von Graniten durchbrochene Strukturen unvermittelt an den Südrand des Portjengrat-Lappens. Nördlich davon ist alles alpin umgeprägt.

Im oberen Saastal verläuft der Kontakt intrakristallin und die auch sonst unzusammenhängenden mesozoischen Einschaltungen setzen ganz aus. Aber auch hier finden sich trotz der stärkeren alpinen Metamorphose am Nordrande der Monte Rosa-Gneise noch Relikte von Graniten und Migmatiten, die eine Grenzziehung erlauben. Diese Grenze verläuft überall am Südrand der Furgg-Zone entlang.

Die tektonische Bedeutung dieser Zone rechtfertigt wohl eine kurze Beschreibung. Die Furgg-Zone besteht aus Glimmerschiefern und Albitgneisen mit langhinziehenden Bändern von Epidot- und Hornblendeprasiniten, die in der Regel boudiniert und z. T. sogar in Rollkörper aufgelöst sind. Diese Zone bildet die verschiedenen tauchenden Gneislappen am Südrand des Portjengrat-Kristallins und lässt sich vom obersten Lorancotal bis an den Schwarzberggletscher im Saastal verfolgen. Sie findet sich ferner an der Basis des Stockhorn-Kristallins (s. Erläuterungen zu Bl. Zermatt, BEARTH 1953) und 1952 fand ich sie am Colle d'Olen zwischen Alagna und Gressoney. An all diesen Stellen ist der Kontakt mit dem Monte Rosa-Kristallin rein mechanisch und überall ist er mit Mesozoikum tektonisch vermischt. Der Gedanke drängt sich geradezu auf, dass hier Relikte einer Abscherungszone vorliegen, die das ganze Monte Rosa-Gewölbe umhüllte.

Die Relativbewegung scheint im Dach der Furgg-Zone nach Süden gerichtet zu sein; Rückfaltungsphänomene beherrschen, wie schon erwähnt, die ganze Dachpartie des Monte Rosa.

Jedenfalls liegt hier unserer Ansicht nach die einzige Zone vor, die als durchgehender Abscherungshorizont des Mischabel-Kristallins betrachtet werden könnte.

Die Beobachtungen im Saastal lassen sich also mit der STAUBSchen Konzeption einer Mischabel-Decke, die sowohl Monte Rosa- wie Bernhard-Kristallin umfasst, soweit gut in Einklang bringen.

Die Bedenken dagegen kommen von aussen – einmal aus den neuen Ergebnissen der Forschung in den französischen Westalpen und aus paläogeographischen Tatsachen, andererseits aus der Notwendigkeit, das Kristallin im Rücken der Monte Leone-Decke neu zu ordnen.

Zunächst ist ja in den ganzen Westalpen die Bernhard-Decke klar von den internen Massiven der Dora Maira und des Gran Paradiso getrennt, während im Saaser Profil die beiden Kristallinkörper direkt in Kontakt stehen. Dies ist sicher

zum grossen Teil auf eine stärkere Einengung des Gebirgskörpers zwischen den konvergierenden Zentralmassiven und der Sesia-Zone zurückzuführen. Andererseits könnte die Monte Rosa-Decke einem Stück Grundgebirge entsprechen, das externer wurzelte als Gran Paradiso. Es ist ja kaum zu erwarten, dass die alten Strukturen parallel zum alpinen Bogen streichen; in den externen «Massiven» ebenso wenig wie in den internen. Leider wissen wir über den Verlauf der alten Streichrichtungen im kristallinen Untergrund noch zu wenig. Die Verhältnisse im Saaserprofil brauchen aber nicht direkt mit denjenigen zwischen Gran Paradiso und der Zone Vanoise-Mte. Pourri vergleichbar zu sein. Das gilt auch noch in anderer Beziehung; der Deckenbildung im Monte Rosa muss nicht unbedingt auch eine solche im Gran Paradiso entsprechen.

Unzulässig wird die Idee einer Abscherung des Mischabel- (Bernhard-) vom Monte Rosa-Kristallin, wenn wir eine autochthone Sedimentbedeckung über letzterem annehmen. Ich habe in meiner Monte Rosa-Arbeit (1952) angeführt, was dagegen spricht. Beweisen können wir allerdings nicht, dass die Triaszüge zwischen Gornergrat und Saas Fee ausschliesslich die Unterlage der südlich vom Monte Rosa herstammenden Ophiolith-Decke und nicht auch Elemente einer ehemaligen sedimentären Bedeckung des Monte Rosa umfassen. Wir können nur feststellen, dass diese Sedimente von ihrer Unterlage abgeschürft sind, nicht aber, wie weit sie gewandert sind. Die Faziesentwicklung zeigt aber hier von der Trias ab typisch piemontesischen Charakter und steht damit in schroffem Gegensatz zum autochthonen (oder parautochthonen) Sedimentmantel des Mischabel-Kristallins in den Barrhörnern, der – wie ELLENBERGER (1952) gezeigt hat – mit der differenzierten Fazies der Vanoise übereinstimmt. Änderungen in der Fazies, wie sie ebenfalls von ELLENBERGER im Lias der Vanoise festgestellt wurden, sind auch im Wallis zu erwarten. Auch hier vermöchten stratigraphische Untersuchungen neues Licht auf die tektonischen Fragen zu werfen und ein entscheidendes Wort bei ihrer Lösung mitzusprechen. Einen vielversprechenden Ansatz dazu sehen wir bei R. TRÜMPY (1955).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass, von den Verhältnissen im Saastal aus, ein eindeutiger Entscheid über die Herkunft des Kristallins der Mischabel, vorläufig jedenfalls, nicht möglich ist.

Es ist deshalb notwendig, nochmals zu prüfen, ob dieses nicht doch, wie ARGAND es wollte, im Raume zwischen Bognanco und dem Valle Anzasca wurzelt. Hier ist ja durch die Notwendigkeit der Abtrennung des Camughera-Moncucco-Komplexes von der Monte Leone-Decke eine neue Situation entstanden; aber auch die Aufspaltung der Bernhard-Decke in mehrere Schuppen eröffnet neue Perspektiven. Es stehen dem südlichen Camughera-Moncucco-Komplex im Norden drei Einheiten gegenüber, mit denen ein Vergleich sich aufdrängt, nämlich: Die Berisal-Gneise, der «Lappen» von Stalden und die Mischabel-Fletschhorn-Gneise. Dass bei einem solchen Vergleich lithologische Argumente ein grosses Gewicht erhalten, erscheint wohl selbstverständlich.

Zunächst liegt es nahe, den östlichen Zipfel der Fletschhornmasse, die Gneise von Verosso, mit den Camughera-Gneisen zu verbinden, wie dies ARGAND und AMSTUTZ getan haben, beide allerdings von ganz verschiedenen Konzeptionen ausgehend. Mit beiden stimmen wir in der geometrischen Möglichkeit einer

solchen Verbindung überein. (Diese Verbindung müsste unter der nach Osten ausstreichenden Antrona-Mulde erfolgen und nicht, wie AMSTUTZ möchte, darüber.) Eine nähere Untersuchung zeigte aber, dass wir dadurch zwei lithologisch stark abweichende Zonen, nämlich diejenige von Camughera–Pioda di Crana und diejenige von Verosso–Flletschhorn vereinigen. Diese Verbindung lässt sich also nur bewerkstelligen, wenn wir einen rapiden Fazieswechsel im Abschnitt von Bognanco annehmen. Angesichts der grossen Mächtigkeit und der lithologischen Konstanz der Flletschhornserie, die sich vom Aostatal bis Bognanco in stets gleichbleibender Ausbildung verfolgen lässt, erscheint uns ein solch plötzlicher Fazieswechsel unwahrscheinlich. Wir möchten also nach wie vor die Idee einer Verbindung von Verosso und Camughera ablehnen. Das würde zugleich bedeuten, dass das Mischabel–Flletschhorn-Kristallin nicht südlich der Bogna wurzelt. Aus analogen Gründen halten wir es für ausgeschlossen, dass das Kristallin des Staldener-Lappens S des Simplon wurzelt. Hingegen halten wir eine Verbindung von Berisal mit Camughera durchaus für möglich. Beide liegen, wenn wir von der Monte Leone-Decke ausgehen, in der gleichen tektonischen Position und beide sind lithologisch unter sich (und der Moncucco-Zone) sehr ähnlich. Es ist bezeichnend, dass PREISWERK stets Berisal dem Maggia-Kristallin gleichgesetzt hat, wobei zu beachten ist, dass dieses in der Zone von Orselina wurzelt, die dem Moncucco-Komplex entspricht. Berisal war übrigens die einzige Serie der Bernhard-Decke, die PREISWERK näher kannte. Berisal ist aber heute nicht einfach der Bernhard-Decke gleichzusetzen. Die obige Verbindung Berisal–Camughera würde vielmehr bedeuten, dass wir eine neue Decke – die *Berisal-Decke* – zu unterscheiden haben. Auf eine solche Möglichkeit hat schon F. HERRMANN hingewiesen. Eine solche Verbindung wird natürlich hinfällig, wenn man die Simplon–Centovallistörung als Überschiebung deutet. Unsere Meinung ist vielmehr die, dass es sich hier um eine junge Mylonitzone handelt, die vorgezeichneten älteren, tektonischen Linien folgt, ohne sich dabei an ein bestimmtes Niveau zu halten.

RÉSUMÉ

De nouvelles observations à l'Ouest de la route du Simplon et dans le segment Bognanco–Valle Anzasca ont mis en évidence la nécessité de diviser la partie frontale de la nappe du Grand Saint-Bernard et montré que M. AMSTUTZ avait raison de séparer de la nappe du Monte Leone les gneiss de Camughera–Moncucco. Le problème de la nappe des Mischabel est discuté et l'auteur propose une nappe *nouvelle*, la nappe Béréal, comprenant la zone Camughera–Moncucco et les gneiss de Béréal. Les explorations de cette région ont d'ailleurs confirmé la thèse établie par ARGAND d'une montée axiale générale vers l'Est tandis qu'elles réfutaient l'interprétation inverse de M. AMSTUTZ.

LITERATURVERZEICHNIS

- AMSTUTZ, A. (1954): *Pennides dans l'Ossola et problèmes des racines*. Arch. Sci. Genève 7.
 – (1955): *Structures alpines; Ossola, Coeur du problème . . .* C. r. Acad. Sci. 241, 888.
 ARGAND, E. (1911): *Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux*. Mat. Carte géol. Suisse [n. s.] 31.
 – (1934): *La Zone pennique*. Guide géol. Suisse. Fasc. III.
 BEARTH, P. (1939): *Über den Zusammenhang von Monte Rosa- und Bernhard-Decke*. Eclogae geol. Helv. 32/1.
 – (1952): *Geologie und Petrographie des Monte Rosa*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] Lfg. 96.

- BLUMENTHAL, M. (1952): *Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona*. Eclogae Helv. 45/2.
- DÉVERIN, L. (1942): *Roches broyées de la région du Simplon*. Bull. suisse min. pétr. 22, 381.
- GRÜTTER, O. (1929): *Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Valle Maggia) Tessin*. Verh. naturf. Ges. Basel 40, 78.
- ELLENBERGER, F. (1952a): *Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise*. C. r. somm. S.G.F., 318.
- (1952b): *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse dans les Préalpes médianes et les Pennides*. Eclogae geol. Helv. 45/2.
- (1953): *La série du Barrhorn et les rétrocharriages penniques*. Extr. C. r. Acad. Sci. 12 janv.
- ELLENBERGER, F. (1955) in BARBIER, R. J., BLOCH, P., DEBELMAS, J., ELLENBERGER, F. (1954): *Réunion extr. Soc. Géol. France en Maurienne et Tarentaise*. C. r. somm. S.G.F. 435.
- HERMANN, F. (1951): *Conceptions nouvelles sur l'orogénie des Alpes occidentales*. C. r. Acad. Sci. 232, 12 et 26 févr.; 19 et 28 mars.
- HUANG, T. K. (1935): *Etudes géologique de la région Weissmies–Portjengrat (Valais)*. Thèse Neuchâtel. Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 60.
- MICHEL, R. (1953): *Les schistes cristallins du Massif du Grand Paradiso*. Sci. de la Terre 1, N° 3–4.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L., KÜNDIG, E. (1936): *Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] Lfg. 71.
- SCHMIDT, C. (1907): *Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen*. Ecl. geol. Helv. 9, 484.
- STAUB, R. (1924): *Der Bau der Alpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 52.
- (1937): *Gedanken zum Bau der Westalpen I*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 82.
- TRÜMPY, R. (1955): *Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines*. Bull. Soc. géol. France [6^e sér.] 5, 217.
- WENK, E. (1955a): *Ergebnisse einer Rekognoszierung im Gebirgsdreieck Domodossola–Camedo–P. Porcarescio*. Eclogae geol. Helv. 48/1, 125.
- (1955b): *Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen*. Schweiz. min.-petr. Mitt. 35, 311.
- ZIMMERMANN, M. (1955): *Geol. Untersuchungen in der Zone des Combin . . .* Eclogae geol. Helv. 48/1, 149.

Karten

- Carta geol. d'Italia 1: 100 000, 1913*. Foglio 15, Domodossola.
- Geol. Generalkarte der Schweiz 1: 200 000, Bl. 6 Sion und Bl. 7 Ticino*. Hg. Schweiz. Geol. Komm. 1942 und 1955.
- HERMANN, F. (1937): *Carta geol. delle Alpi Nord-Occidentali 1: 200 000*. Wepf & Cie., Basel.
- SCHMIDT, C., & PREISWERK, H. (1908): *Geol. Karte der Simplongruppe 1: 50 000*. Spez.-Karte 48, hg. Schweiz. Geol. Komm.
- WERENFELS, A. (1924): *Geol. Karte des Vispertales 1: 25 000*. Geol. Spez.-Karte 106, hg. Schweiz. Geol. Komm.
- Geolog. Atlas der Schweiz. 1:25 000. Bl. Saas, 1954.*