

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 19 (1925-1926)  
**Heft:** 2

**Artikel:** Der Bau der Tessinerkulmination  
**Autor:** Bosshard, L.  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-158424>

#### 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:** 24.02.2026

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

## Der Bau der Tessinerkulmination.

Von L. BOSSHARD (Zürich).

Mit 1 Tafel (XXII).

---

In der langen Reihe der geologischen Detailuntersuchungen (1 : 50,000) der penninischen Zone des nördlichen Tessins vom Simplon bis zum Bernhardin klaffte bis anhin eine Lücke; es ist das Gebiet der grossen tessinischen Aufwölbung im Längsprofil der Alpen zwischen der Valle Leventina und der Val Blenio. Sie war der Gegenstand meiner Untersuchungen.

Es war zu erwarten, dass sich in diesem letzten Glied nicht nur die Tektonik der eigentlichen Tessinerkulmination deutlich studieren lasse, vielmehr war es offensichtlich, dass eine gründliche Untersuchung dieser Zone, die längst gesuchte Verbindung der Decken des Ost- und Westtessins und die Parallelisierung der Decken des Simplons mit denen des Tessins der Lösung näherbringen würde.

Der Scheitel der Kulmination ist gegeben durch den Grat zwischen den beiden obengenannten Tälern. Der Verlauf ist also fast genau Nord-Süd. Die Schenkel fallen ungefähr mit  $30^{\circ}$  nach beiden Seiten ein. Dieser Umstand erschwerte die Detailuntersuchungen ausserordentlich. Das Gesamtareal des aufgenommenen Gebietes beträgt über 200 km<sup>2</sup>.

Betrachten wir die Bauelemente der Tessinerkulmination, so können wir folgendes konstatieren:

Als *tiefstes Glied* derselben erscheint das *Gotthardmassiv*. An den steilgestellten Fächer des eigentlichen Gotthardmassives schliesst sich nach Süden ein schwaches südfallendes Gewölbe an. Dieser Übergang ist in der Val Sta. Maria deutlich zu erkennen. Es taucht nach Süden, Westen und Osten mit den umgebenden Bündnerschiefern unter die penninischen Decken ein. Das Gotthardmassiv bildet also den Sockel der Tessinerkulmination. Damit ist eindeutig festgestellt, dass ein herzynischer Gebirgsrücken als Ursache der Tessinerkulmination gelten muss. Aus der Lage der darüberliegenden Decke lässt sich der Verlauf des Gotthardmassivs nach Süden rekonstruieren. Es bildet einen schwach nach Süden abfallenden Rücken, in dem schwache Teilantiklinalen ausgeprägt sind. Diese Gliederung in flachen Südschenkel und steilgestellte, verschuppte Stirn lässt Zweifel an der Zuordnung des Gotthardmassivs zu streng autochthonen

Gebirgen aufkommen, um so mehr als konform dem allgemeinen Ostfallen der penninischen Decken auch das Gotthardmassiv nach Osten untersinkt. Es scheint nicht ausgeschlossen, dass es sich um ein Massiv handelt, das nicht über das Anfangsstadium einer Deckenbildung hinausgekommen ist. Auch die Konkordanz mit den penninischen Decken einerseits und dem Aarmassiv anderseits spricht dafür. Immerhin ist eine definitive Zuordnung nicht möglich — und sie wird auch nie möglich sein, — da nirgends eine Unterteufung durch mesozoische Gesteine festzustellen ist.

Als *zweites Glied*, folgt ein bis in die Gegend der Dazio Grande vorstossender Granitgneis-Körper. Er bildet die beidseitigen Hänge der Valle Leventina. Seine Bezeichnung als *Leventinadecke*, die ich dafür gewählt habe, erscheint somit gerechtfertigt. Es ist ein im allgemeinen porphyrtägiger, kiesel-säure-reicher Zweiglimmergneis von flasrigem Aussehen, wobei die Grösse der Einsprenglinge oder Porphyroblasten ziemlich konstant bleibt. Nur die Randfazies zeigt gröberes Korn. Nebenbei ist ein Gehalt von Epidot (Orthit) und sekundärem Muscovit bemerkenswert. Quarz und biotitreiche Differenzierungsprodukte sind vereinzelt anzutreffen. Ein Zusammenhang mit dem Gotthardmassiv erscheint unwahrscheinlich, sowohl in Anbetracht der Beschaffenheit der Gesteine, als auch deshalb, weil nach den Schichtfalten das Gotthardmassiv dort, wo die Leventinadecke ausklingt, schon weit unter dem Meeresspiegel liegt. Die Mächtigkeit der Leventinadecke mag ungefähr  $1\frac{1}{2}$ —2 km betragen, wobei diese von Süd nach Norden im allgemeinen abnimmt. Nur der Stirnkopf erscheint wiederum schwach verdickt. Die Gesteine zeigen eine nach Süden fortschreitende Metamorphose, die in den prachtvoll gefältelten Granitgneisen der Dazio Grande ein Maximum erreicht. Die Mittelschenkel der Falten sind dabei stark verschleppt und zerissen, wobei immer die nächst höhere Falte weiter nach Norden vorgerückt erscheint. Albert Heim verdanken wir eine treffliche Studie über diese Erscheinungen, so dass hier nicht weiter darauf eingegangen werden muss. Kuppelförmig sinkt die Leventinadecke in der Dazio Grande ein. Der Rücken derselben zeigt eine Reihe von südschauenden kleinen Falten. Es ist dies wohl auf eine Art Rückfaltung zurückzuführen, hervorgebracht durch eine N-S-Bewegung der darüberliegenden Lucomagnodecke beim Aufstauen des Gotthardmassivs.

Die obere Grenze des Granitgneises der Leventinadecke ist ein typisches Beispiel einer tektonischen Grenze, wie sie den Mittelschenkeln der penninischen Decken eigen ist. Bis anhin

wurde die Granitgneise der Val Leventina den Gesteinen der Lucomagnodecke zugeordnet. Meine Untersuchungen haben ergeben, dass dazwischen eine tektonische Grenze in der Höhe von 1100—1200 m bis in die Wurzelzone verläuft. Nur zeigt diese Grenze nicht den Charakter, der Gebieten eigen ist, die nicht diesen metamorphen Einflüssen unterworfen waren. Von Süden nach Norden lassen sich in der Grenzzone folgende Gesteine erkennen: Bei Biasca erscheinen an der Grenze die peridotitischen und amphibolitischen Gesteine von Loderio. Beide gehören wahrscheinlich dem gleichen Magmentypus an, wobei der ursprüngliche, obere gabbroide Zweig vollständig in den Amphibolit umgewandelt wurde, während das ursprüngliche Olivinestein im Peridotit und seinen Derivaten noch erkennbar ist. Durch die dem Rücken der Leventinadecke typische Rückfaltung wurde die Umkehrung bewerkstelligt, so dass jetzt die peridotitischen aussen und die amphibolitischen Gesteine innen liegen. Auf eine reichhaltige Kontaktzone von Derivaten peridotitischer Gesteine folgen mit scharfer Grenze die Gneise der Simanodecke. Weiter nach Norden ist die Grenze durch bündner-schieferhaltige Knetgesteine, Disthen-Staurolithglimmerschiefer, Granatglimmerschiefer und Amphibolite gegeben. Diese müssen als Umwandlungsprodukte dolomitisch-mergeligen Materials gedeutet werden, z. T. aber entsprechen sie schon Fetzen von Gesteinen der Lucomagnodecke, deren Stiel in dieser tektonischen Grenze zu suchen ist. Weiterhin folgen Triasquarzite, die auf eine weite Strecke als eine schmale, gut ausgeprägte Bank zu erkennen sind. Vereinzelt treten dazwischen Dolomifetzen auf, die Brocken von mitgeschleppten Paragesteinen führen. Nördlich davon erscheinen kalkhaltige Silikatgesteine, die z. T. eine rein mechanische Verknetung darstellen, z. T. beginnende chemische Reaktion von karbonatischem Material mit dem Nebengestein aufweisen. Unmittelbar vor dem Untertauchen der Leventinadecke befindet sich ein prachtvoller weißer, grobkörniger Marmor, der von Triasquarziten begleitet ist. In idealer Weise ersteht vor unsren Augen das Bild einer tektonischen Deckengrenze, wobei immer die nächst jüngeren Gesteine nach Norden vorgeschoben erscheinen, während sie im Mittelschenkel der Decke nur rudimentär vorhanden sind. Es geht demnach nicht an, nur dort tektonische Grenzen anzunehmen, wo dolomitische Gesteine vorkommen. Vielmehr ist auf genaues Verfolgen der umgehenden Gesteine achtzugeben. Eine Betrachtung der Muldenzonen des Penninikums des Tessins nach diesen Gesichtspunkten wird zweifellos noch grosse Überraschungen zeitigen. Unmittelbar vor dem Untertauchen steigt

die Leventinadecke in der Dazio Grande bis auf ca. 1500 m an. Auf der Ostseite der Tessinerkulmination ist sie unter den darüberliegenden Decken begraben.

In ungeheurer Mannigfaltigkeit erscheint das *dritte Glied* im Bau der Tessinerkulmination, die *Lucomagnodecke*. Die Variabilität der Gesteine ist so gross und so zahlreich, dass es mitunter schwer ist, im Felde eine Trennung von Para- und Orthogesteinen durchzuführen. Dies und die komplizierte Innen tektonik gestalteten die Kartierung ausserordentlich schwierig.

Gegenüber dem Gotthardmassiv, sowie der Leventinadecke, ist aber der Unterschied ein deutlicher, so dass an eine engere Zusammengehörigkeit, sowohl aus tektonischen, als auch petrographischen Gründen nicht mehr gedacht werden kann. Im allgemeinen wiegt der Paracharakter vor. Durch die Funde von typischem Karbon ist es auch gelungen, einiges Licht in die stratigraphisch-petrographischen Verhältnisse dieser Decke zu bringen, da nur dadurch ein Verständnis der komplizierten Innen tektonik zu erreichen ist.

Das Karbon ist ausser an der bekannten Fundstelle bei Mattengo noch an verschiedenen Orten anzutreffen. Überall ist die stratigraphische Stellung die gleiche. Es erscheint in Form schwarzer, reichlich magnetitführender Granatphyllite, die z. T. gefältet sind. Darüber folgen als Übergang zu dem Verrucano Konglomeratgneise, die bis 10 cm grosse Quarzbrocken in grauer, quarzitischer Grundmasse führen. Nach oben werden sie immer kleiner, bis sie einem feinen psammnitischen grünlich-weissen Gneis bis Sericitschiefer Platz machen, der vollkommen identisch mit den Sojagneisen ist. Unter der typischen Karbonserie zeigen sich in wundervoller Ausbildung die Casannaschiefer, representiert durch eine Paraschieferserie, in der Granat, Staurolith, Disthen und Turmalin als alternierende Hauptgemengteile auftreten. Mitunter sind die obigen Mineralien als einzige Hauptgemengteile anzutreffen, wobei Varietäten entstehen, die ein farbenprächtiges Abbild der intensiven Metamorphose dieser Gesteinsserie ergeben. Als klassischer Fundort mag P. 2505 nördlich des Pizzo Molare genannt werden, wo auch das Karbon in schönster Ausbildung aufgeschlossen ist.

Die präkarbonische Paraschieferserie wird durch vorwiegend feinkörnige, braune Zweiglimmergneise mit zeitweilig stärker hervortretendem Granatgehalt representiert. Dazwischen treten als Derivate mergeliger Sedimente in vielen kleinen Schmitzen amphibolitische Gesteine auf. Mit den braunen Zweiglimmergneisen sind diese Amphibolite durch granat- und biotitreiche Übergangsglieder verbunden. Innerhalb dieser

Gesteine sind kleinere Lakkolithen von herzynischen, sauren Eruptiva zu beobachten. Es handelt sich meist um einen grobflasrigen Orthogneis, der durch die intensive Metamorphose häufig lagig ausgewalzt erscheint. Die Grenze gegen die Paragesteine ist dabei undeutlich. Lokal ist eine Imprägnation dieser Paraserie mit aplitischem Material zu erkennen, verbunden mit einer intensiven Turmalinimprägnation. Diese Turmalinimprägnation reicht bis ins unterste Perm und zeichnet sich außer durch ihr reichliches Auftreten auch durch die Grösse und Idiomorphie der einzelnen Turmalinkristalle aus. An wenigen Orten, wie bei Olivone, treten dazu quarzreiche Turmalinpegmatite. Im allgemeinen sind die Paragesteine in unmittelbarer Nähe der Orthogneise schwach injiziert, was sich insbesondere in Feldspatzufuhr äussert. Kleiner Vorkommnisbasischer Erruptiva (feldspatreiche Amphibolite) sind bei Grumarone und am Passo Predelp zu beobachten. Den Befunden nach zu schliessen, handelt es sich um kleinere vortiradische und postkarbonische Intrusiva.

Die Lucomagnodecke zeigt eine interessante Form. Während sie im Süden in einen dünnen Stiel zwischen der Leventinadecke und der Simanodecke eingepresst erscheint, tritt in der Gegend des Passo Cavagnago ein intensives Anschwellen der Decke ein. Sie erreicht hier eine Mächtigkeit von über 300 m. Nach Norden nimmt die Mächtigkeit weiterhin zu bis zum Maximum im Gebiet der Stirnwölbung, die am allgemeinen durch den Grat des P. Lucomagno representiert wird. Am P. Molare, also dort, wo sich das Nord-Süd-Streichen in ein west-östliches ändert, ist eine Bündnerschiefermulde in die Lucomagnodecke eingeklemmt. Diese Bündnerschiefermulde ist gegen Süden geschlossen. Es ist dies nicht nur in eindeutiger Weise an den sie umschmiegenden Gneisen des Perm, zu erkennen, sondern auch an der Orthogneiszone, die unter der Molaremulde erscheint, und sich ununterbrochen um das horizontalliegende Molarenmuldenende bei Aldescio bis zur Höhe von ca. 1850 m verfolgen lässt. Der Stirnteil der Decke ist das Abbild einer komplizierten Detailtektonik. Die stark verschuppte Stirnregion ist in der nördlichen Fortsetzung der Hauptachse der Tessinerkulmination intensiv zusammengeklemmt, so dass die ursprünglich schwach nach Süden fallenden Schuppen in eine Reihe steil nach Norden fallende Isoklinalfalten gelegt sind. Deutlich ist dieser Übergang vom Südfallen der Schuppen in Nordfallen bei der Betrachtung der Decke von Ost nach West zu erkennen. Im Osten der Tessinerkulmination haben wir noch wenige Schuppen mit Südfallen, während sukzessive nach Westen

die zahlreichen isoklinalen Faltelemente auftreten, die steiles Nordfallen zeigen. Am intensivsten erscheint die Innentektonik am Passo Predelp ausgeprägt, also dort, wo die Mulde zwischen Gotthardmassiv und Lucomagnodecke am engsten ist.

In der Val Blenio sinkt die Lucomagnodecke unter die Simanodecke ein. Sie wird ihrerseits wieder von Bündner-schiefern des Gotthardmassives unterteuft. Die Deckennatur des Lucomagnomassives ist deshalb nicht anzuzweifeln. Der Verlauf des Bleniotales entspricht ihrem Ostrand. Auch der kleine Teillappen der Lucomagnodecke, der über der Molaremulde liegt, lässt sich nach Osten bis in die Val Blenio verfolgen. Eine Stelle bei Aquarossa zeigt, dass die Sojadecke ein Äquivalent dazu ist. Das kurze Verbindungsstück bis in die Val Soja ist unter den Alluvionen des Brenno begraben. Die gleiche tektonische Stellung in Verbindung mit dem Auftreten gleicher Gesteine lassen nicht an der Zusammengehörigkeit zweifeln.

Im Sobriograt tritt, als dünne Platte mit Ostgefälle der Leventinadecke aufliegend, die *Simanodecke* auf. Sie besteht im allgemeinen aus einem Augengneis von unruhigem Aussehen, der gegenüber dem Orthogneis der Leventinadecke grobkörniger erscheint. Hin und wieder sind mittelkörnige Typen mit einem charakteristischen Biotit- und Titanitgehalt zu beobachten. Epidot fehlt fast ganz, hingegen ist Turmalin und in basischeren Schmitzen, Hornblende festzustellen.

Vor der Stirn des Sobriolappens der Simanodecke erscheint nun der obere Teillappen der Lucomagnodecke, welcher der Sojadecke entspricht, angehäuft. Zwischen den Granitgneisdecken ist die vorwiegend aus Paragesteinen bestehende Decke nur als stark reduzierter Stiel vorhanden. Die Simanodecke hat bei ihrem Einschub den südlichen Teil der Lucomagnodecke über den nördlichen geschoben. Keilförmige Einschübe der Simanodecke in den oberen Teillappen der Lucomagnodecke sind deutlich festzustellen, wobei eine intensive Faltung dieses Eindringen charakterisiert. Der Sobriolappen der Simanodecke muss zu dem tiefsten Horizont des grossen Granitlakkolithen der Simanodecke gerechnet werden.

Als *höchste erkennbare Glieder* im Bauplan der Tessinerkulmination erscheinen die *mesozoischen Gesteine*. Sie sind insbesondere im Norden, in der Gegend der Val Sta. Maria angehäuft. Soweit festzustellen ist, sind es nur Gesteine triadischen und liasischen Alters. Fossilien, die auf jüngere Ablagerungen als Lias schliessen lassen, wurden nirgends gefunden. Abgesehen

von den Quarziten der untern Trias und den Dolomiten der mittleren Trias werden sie den Bündnerschiefern zugezählt.

Folgende Charakteristik mag über die Mannigfaltigkeit der auftretenden mesozoischen Gesteine Auskunft geben:

Die nur spärlich entwickelte *untere Trias* zeigt quarzitischen Charakter. Ein Gehalt an farblosem Glimmer ist dort am grössten, wo stärkere tektonische Beanspruchungen stattfanden. Mitunter sind auch kleinere Schmitzen von metamorphen Derivaten dolomitischen Materials, wie Strahlstein, Grammatit und Phlogopit etc. anzutreffen. Der Übergang zu den prätriadischen Gesteinen der Lucomagnodecke wird durch Granat und Hornblendequarzite vermittelt.

Der *Dolomit* ist in vorwiegend kavernöser Ausbildung vorhanden. In den mehr kompakten, schieferigen, oberen Dolomithorizonten sind biotitreiche Züge eingeschaltet, die den Übergang zu den Quartenschiefern andeuten.

In den *obertriadischen und liasischen Sedimenten*, den Bündnerschiefern, sind mannigfache Mineralassoziationen anzutreffen. Die porphyroblastisch auftretenden Mineralien, Granat, Staurolith, Disthen, Biotit, Muscovit, Epidot, Zoisit, Hornblende und Strahlstein sind mit Quarz, Plagioklas und Calcit, Hauptgemengteile.

Meist treten mehrere der genannten Komponenten in einem Gestein auf. Die Übergänge der Gesteinsvarietäten vollziehen sich dabei häufig innerhalb eines kleinen Raumes. Neben den genannten Mineralien sind vereinzelt auch Chloritoid, Magnetit und Rutil in grösseren Mengen angetroffen worden. Allen Bündnerschiefergesteinen eigen ist der regelmässige Gehalt an Turmalin in meist nur mikroskopisch erkennbaren Individuen. Die Turmalinkristalle dürften Neubildungen aus klastischem Material sein. An eine junge pneumatolytische Durchtränkung ist bei der Art ihres Vorkommens nicht zu denken. Die porphyroblastischen Mineralien, insbesondere der Biotit, sind zuweilen quer zur allgemeinen Schieferung gestellt. Die daraus sich ergebende Querschieferung ist insbesondere bei Camperio wahrzunehmen. Sie gibt ein Abbild der komplexen tektonischen Beanspruchung. Die porphyroblastischen Granate und Staurolithe erscheinen häufig in der Schieferungsebene gedreht; z. T. sind auch in Loslösung von Grundgewebe prachtvolle idioblastische Individuen auskristallisiert. Hornblendereiche Varietäten sind bei Frodalera südlich Pian Segno zu erkennen. Disthen ist das Mineral, das entweder die Schieferungsebene bevorzugt, oder sich in quarzreichen Gesteinschmitzen anreichert. Epidot und Zoisit treten nur lokal in grösserer Menge auf.

Der *Bündnerschiefer* zeigt zwei Ausbildungsformen: Die gotthardmassivische und die penninische Fazies. Es mag angezeigt erscheinen, die Hauptunterschiede beider Ausbildungsarten zusammenzustellen:

Der *gotthardmassivische* Bündnerschiefer ist durch folgendes charakterisiert: Die obere Trias, die Quartenschiefer sind überall ausgebildet. Weisse Quarzitbänke sind darin häufig. Allmählig folgt ein Übergang der tonig-mergeligen, in mehr eisen-tonreiche Sedimente, was sich in dem Wechsel von Quartenschiefer-ähnlichen, glimmerreichen Schichten mit schwarz-grauen Granatphylliten kundgibt. Mit dem Auftreten des Lias werden Kalktonphyllite dominierend. Sie zeigen einen bemerkenswerten Gehalt an Graphitoid, der ihnen ihr schwärzliches Aussehen gibt. Vereinzelt sind Sandsteinbänke darin eingestreut.

In den *penninischen* Bündnerschiefern ist hingegen folgendes zu erkennen:

Die Quartenschiefer sind weniger mächtig und nicht durchgehend entwickelt. Die Grenze zu den liasischen Gesteinen ist zumeist scharf, ohne dass eine Zone erscheint, die als Übergangsfazies zwischen triadischen und liasischen Gesteinen gedeutet werden kann. Die Granatphyllite sind dabei wenig mächtig und bedeutend heller als jene des Gotthardmassives. Der Lias ist im Gegensatz dazu als kalkreicher Schiefer entwickelt, sein Graphitidgehalt ist klein; die Gesteine sind heller gefärbt.

Die Bündnerschieferserie ist in intensivster Weise metamorphisiert. Es ist dies erklärlich, wenn man sich die starke Einklemmung zwischen Gotthardmassiv und untere penninische Decken vergegenwärtigt. Hauptsächlich die Quartenschiefer ergaben eine Fülle neuer Gesteinsvarietäten. Die ganze Bündnerschieferserie ist zudem in einem grandiosen Faltenzyklus gelegt. Ein genaueres mikroskopisches Studium dieser Faltungserscheinungen zeigt überraschende Analogien zur Grosstektonik, indem die Kleinfalten das genaue Abbild der Grossfalten sind. Nur 2 Lokalitäten, wo Faltungserscheinungen und Varitätenreichtum in instruktivster Form aufgeschlossen sind, mögen hier angeführt werden: Die Gegend von Camperio und Pian Segno in der Val Sta. Maria.

Die Lage der gotthardmassivischen Bündnerschiefer lässt deutlich den Bau des eigentlichen Gotthardmassives erkennen. Nördlich der Val Sta. Maria schmiegen sich die Bündnerschiefer eng an die Fächer des Gotthardmassives an. Nach Süden ist die Umbiegung in eine schwach ausgeprägte Antiklinale zu erkennen, in deren Scheitel die Val Sta. Maria eingegraben ist. Die Richtung dieses Scheitels ist durch die Richtung der Val

Piora und der Val Sta. Maria und des Grates des Pizzo Lucomagno angedeutet. Bis zu der Linie Dazio Grande-Ponto Valentino ist die Breite des Rückens eine konstante; von hier an schnürt er sich stark ein. Es ist das Gebiet der deutlich ausgeprägten Kulmination. Die eigentliche Kulmination geht also erst in der Val Sta. Maria zu Ende, nur erscheint der nördliche Teil gegenüber dem südlichen stark verbreitert. Es ist nicht von ungefähr, dass gerade an diesen Stellen, wo sich natürlicherweise das Nord-Süd-Streichen ändert, die Lucomagnodecke am stärksten gefaltet ist. Der Bau der Kulmination ist deutlich an der Richtung der zwei Hauptflüsse, Tessin und Brenno zu erkennen. Südlich von Biasca scheint sich die Tessinerkulmination zu verflachen und mehreren kleinen Nebenkulminationen Platz zu machen.

Die penninischen Bündnerschiefer streichen von der mehrfach geschuppten Molaremulde nach beiden Seiten in die Haupttäler. Von Ponte Valentino bis Olivone folgen sie dem Brenno, um hier nach beiden Seiten auszugreifen. Das Moränengebiet der Mti. Dotro, die Toira und der Sosto, sind eine von oben eingefaltete Mulde penninischer Bündnerschiefer im Gotthardmassivschen. Diese Mulde ist allseitig von Trias umgeben. Die Fortsetzung der Molaremulde im Westen der Kulmination ist in den Bündnerschiefern von Prato und nördlich davon zu erkennen.

Um durch die im Gebiete der Tessinerkulmination gemachten Feststellungen zu regionaltektonischen Schlüssen zu kommen, mussten die Beobachtungen auf die *Gebiete westlich und östlich der Tessinerkulmination* erweitert werden. Insbesondere auf das Gebiet westlich davon, musste sich das Hauptaugenmerk richten, und zwar nicht nur in engeren Rahmen der unmittelbar benachbarten Gebiete. Die Beobachtungen mussten auf das *ganze Gebiet zwischen Tosa und Tessinerkulmination* ausgedehnt werden. Nur so konnte eine Parallelisierung der Decken des Simplons mit denen des Tessins Erfolg versprechen. Mehrwöchige Begehungen dieser wilden Gebirgsregionen, die sich insbesondere auf die Verfolgung der Mulden nach Süden bezogen, zeigten ein regionaltektonisches Bild, das ich hier in Kürze entwickeln möchte:

Wir gehen aus von der *Lebendundecke* des Simplons. In der Gegend des Lago d'Avino ist sie komplex gebaut. Es treten hier genau wie über der Tessinerkulmination, verschiedene höhere Teilelemente in Erscheinung; von einander durch Trias und Bündnerschiefer getrennt. So die Valgrandeschuppe und

die Schuppen der Pta. Maror und des Mte. Cistella. Die eigentliche Lebendunzone zeigt sich am Pizzo Cornacchio östlich des Pizzo Teggiolo. Sie greift hier nach Norden und Süden aus. Die nördliche Zone lässt sich, durch den typischen Lebendunknauerngneis charakterisiert, bis in die Val Fiorina verfolgen. Die Triaseinschaltungen, die hier zwischen dem Lebendungneis erscheinen, sind mit der Bündnerschiefermasse südlich davon in Zusammenhang zu bringen, welche die Antigoriodeckenstirn umhüllen. Diese Triasfetzen sind also nicht von unten, sondern von oben her eingefaltet. Die Lebendunzone streicht weiter nach dem Naretpass. Hier löst sie sich in einzelne Linsen und Züge auf, die über Ponc. di Mezzodi in die oberen westlichen Hänge der Val Leventina hinziehen, wo sie unter dem Ponc. Tremorgio allmählig ausklingen. Die Linsen und Züge des Lebendungneises sind von Trias und Bündnerschiefer begleitet, die sie umhüllen. Diese Umhüllung ist besonders deutlich am Passo Naret und am Pizzo Meda zu erkennen. Die Lebendundecke ist also nicht von oben, sondern von unten her eingefaltet. Die Bündnerschiefer bilden die Füllmasse zwischen den einzelnen Deckenschuppen.

Von der Val Fiorina streicht ein Arm des penninischen Mesozoikums der weiter im Süden liegenden Antigoriodeckenstirn entlang. Wir haben diese mesozoischen Gesteine als Umhüllung der Lebendundecke erkannt. Am Pizzo Castello treten nun die Gesteine der Lebendundecke wieder darunter hervor. Sie entsprechen dem weiter im Süden liegenden Teil der Lebendundecke. Vom Pizzo Castello streichen sie meist nur noch durch Trias und Amphibolit gekennzeichnet, nach dem Pizzo Mascarpino und das Knie des zum Campo Tenciallappen gehörigen Alpiggiagneises umschmiegender, in das südliche Ende der Campolungomulde, wo sie mit dem Maggialappen zusammenhängen.

Der Verlauf des südlichen Armes der Lebendundecke vom Pizzo Cornacchio bis nach Bosco ist bekannt. Von hier streicht die Grenze, z. T. nur durch Trias und seine umgebenden Gesteine angedeutet, über den südlichen Talhang der Valle Bosco nach Cerrentino, um dann nach Süden gegen die Val Cangello abzubiegen. In der Gegend des Pizzo di Mezzogiorno verläuft sie wiederum nach Osten, um sich mit dem Dolomit von Valle, den H. Preiswerk erstmals gefunden hat, zu vereinigen. Ihr weiterer Verlauf zeigt nach Someo im Maggiatal, wo sich wiederum neben Dolomit Bündnerschiefer einstellt. Die Grenze zieht in der Folge in den östlichen Hängen der Valle Maggia nach Norden, überquert östlich Menzonico die Maggia, um sich über

Monti Rima und Veglia mit der Mulde des Pizzo Castello am Pizzo Mascarpino zu vereinigen. Das Teilstück der Mulde zwischen Cerrentino und Pizzo Mascarpino besitzt nun vollständig den Charakter der Mulden, wie wir sie vom Tessintal her kennen. Nur noch spärlich sind die Gesteine der Lebendundecke in der Grenze vorhanden, auch die mesozoischen Gesteine sind häufig ausgequetscht und nach Norden verfrachtet. Hingegen treten auch hier mesozoische Gesteine enthaltende Knetgesteine auf. Nebenbei sind Derivate basischer, wahrscheinlich mesozoischer Eruptiva zu beobachten. Sie scheinen insbesondere den mittleren und südlicheren Deckengrenzen eigen zu sein.

Wir haben erkannt, dass die beiden südlichen Muldenarme, die Lebendungesteine enthalten, sich mit dem Maggialappen vereinigen, der in einer schüsselförmigen Vertiefung direkt vor der Stirn der Antigoriodecke erscheint. Der Maggialappen sticht deutlich bei Fusio in der Valle Maggia unter dem Campotencialappen hervor. Im Süden, Westen und Norden passt er sich den Lebendungeisen an, durch mesozoische Gesteine von ihnen getrennt. Der Maggialappen gehört zur Lebendundecke und zwar stellt er ihren südlichen Teil dar, der über den nördlichen hinweggeschürft wurde. Es ist der analoge Fall, wie im Gebiete der Tessinerkulmination, wo sich der obere Teillappen der Lucomagnodecke über den untern schob. Im Süden sind beide Deckenteile in eine schmale Zone zwischen Antigoriodecke und Mte Leonedecke vereinigt. Die Zone des Pizzo Castello stellt den südlichsten Teil des der Lebendundecke entsprechenden Lappens dar. Unmittelbar südlich davon dürfte die Vereinigung der beiden trennenden Mulden der Lebendundecke und des Maggialappens zu suchen sein.

Mit der Erkennung des Maggialappens als zur Lebendundecke gehörig, fällt es leicht, seine tektonische Stellung, sowie auch seine Form zu deuten. Als „trainneau écraseur“ muss auch hier der Campo Tencialappen angenommen werden, der den Maggialappen vor die Antigoriodeckenstirn schob, bevor sich diese Decke entwickelt hatte. Zweifellos stellt der Maggialappen die mächtigste und wahrscheinlich auch die höchste Schuppe der von unten herauf in die Bündnerschiefer eingefalteten Lebendundecke dar. Er tritt im Streichen der Hauptdepression zwischen den beiden Kulminationen der Tosa und des Tessins auf, also dort, wo das Südwest-Nordost-Streichen sich in ein mehr östliches endet. Es geht nicht an, den Maggialappen der Bernharddecke gleichzusetzen, denn wenn der Maggialappen als Entwicklung unter den Campotencialappen

betrachtet werden müsste, so könnte sich die Muldenzone der Lebendundecke, die ja einwandfrei im Süden überall unter dem Campotencialappen liegt, nicht mit dem Maggialappen vereinigen. Ausserdem muss daran gedacht werden, dass die Stirn des Campotencialappens viel weiter im Norden liegt; denn nirgends ist auf dem Niveau, wo jetzt der Maggialappen erscheint, eine Stirnumbiegung des Campotencialappens zu beobachten. An eine viele Kilometer betragende Entwicklung nach Süden ist bei den tektonischen Verhältnissen in der penninischen Zone des Tessins nicht zu denken, es sei denn, man würde absonderliche Deutungsversuche unternehmen. Der petrographische Charakter allein ist nicht stichhaltig; denn in jeder Decke findet man gleiche Gesteine wie in der benachbarten. Eine Parallelisierung nach petrographischen Gesichtspunkten kann nur auf kurze Distanzen erfolgen, und dies nur bei Paragesteinen, da Orthogesteine schon auf kürzeste Distanz innerhalb der gleichen Decke einen andern Charakter annehmen können. Die gleichen Gesteine im Maggialappen finden sich nicht nur in der Aduladecke, sondern auch in der Lucomagnodecke, so dass ein Hinweis auf die petrographische Analogie nie allein bestimmend ist, um eine Decke mit einer andern zu parallelisieren.

Wir sind bei der Betrachtung der Verhältnisse bis in die obere Val Leventina gelangt. Kompliziert gestaltet sich nun der weitere Verlauf der Lebendundecke über der Tessinerkulmination. Um die Lösung dieses Problems zu erleichtern, muss man sich vergegenwärtigen, dass durch die axiale Aufwölbung der Tessinerkulmination die Decken ausser der beiden untersten (Leventina- und Lucomagnodecke) zurückgeblieben sind. Die Bündnerschiefer greifen demnach hier am weitesten nach Süden ein. Deshalb zeigt der Stirnrand der Lebendundecke über der Tessinerkulmination eine starke Einbuchtung. Es erklärt dies, weshalb die Bündnerschiefer am Campolungo um den Nordost gerichteten Stirnrand der Lebendun-Maggiadecke herumgreifen. Die Lucomagnodecke ist als unterster Teillappen der Lebendundecke aufzufassen, die passiv von der Leventinadecke weiter nach Norden geschoben wurde. Deutlich ist die Verbindung der Lucomagnodecke mit den Gneisen von Dalpe aufgeschlossen. Diese entsprechen wiederum der Lebendundecke und sind nur durch die Bündnerschieferbrücke nördlich von Dalpe von ihr getrennt. Diese Bündnerschiefermasse ist als das Relikt der, die hier Nordost gerichtete Stirn der Lebendun-Maggiadecke umhüllenden, mesozoischen Gesteine aufzufassen. Der Narolappen, also der obere Teillappen der Lucomagnodecke, ist als

das genaue Äquivalent dieser Zone von Dalpe zu betrachten. Die tektonische Stellung ist hier wie dort die gleiche.

Nach oben weichen die Stirnränder der höheren Teillappen nacheinander über der Tessinerkulmination weiter nach Süden zurück. Deshalb ist ein Äquivalent des Maggialappens über der Tessinerkulmination nicht mehr erkennbar. Die Südgrenze der Lebendundecke auf der westlichen Talseite der Val Leventina liegt bei P. 1600 m etwas nördlich der grossen Runse, die von Pizzo Forno herkommt. Sie wird durch Dolomit gekennzeichnet (auf der Karte des nördlichen Tessins von Preiswerk nicht angegeben). Auch hier haben wir die analogen Verhältnisse wie auf der Sobrioseite der Val Leventina. Der gleiche Granitgneiskeil, den wir am Sobriograt erkennen können, stösst auch hier bis Mti. Raslumo in die Lebendundecke hinein. Um diese Grenze bei Gribbio schmiegen sich die Gesteine des Campotencialappens. Diese sind also den Simanogesteinen gleichzusetzen. Die Analogie mit dem Bau der Decken über der Tessinerkulmination ist also eine vollständige.

Der Verbindung des Sojalappens im Osten der Tessinerkulmination mit dem oberen Teillappen der Lucomagnodecke und damit auch mit der Lebendundecke, wurde schon Erwähnung getan. Entsprechend der Einbuchtung nach Süden über der Tessinerkulmination haben wir im Westen davon den nordostgerichteten Stirnrand ausgeprägt. Dieses Phänomen ist deutlich in der mesozoischen Hülle erkennbar, was zeigt, dass das nähere Studium der penninischen Bündnerschieferserie auch die Tektonik ihrer prätriadischen Deckenkerne löst.

Die *Antigoriodecke* gibt als mächtige Granitgneisdecke dem Gebiete der Tosakulmination ihr Gepräge. Nach Osten ist sie ununterbrochen bis in das Gebiet der Maggiadepression zu erkennen, wo sie mit ca. 50—70 Grad steil nach Osten einsinkt. Deutlich ist dabei an der Änderung der Streichrichtung der Antigoriodecke von Ost-West in Nord-Süd der Verlauf der Lebendundeckengrenze angedeutet. Von Cerrentino streicht die Antigoriodecke im gewaltigen Bogen nach Bignasco, immer steil südöstlich einfallend. Als Antigoriodeckenäquivalent muss im Osten die Leventinadecke angesehen werden. Abgesehen von dem petrographisch vollkommen gleichen Habitus, der sich bis in das kleinste mikroskopische Detail bestätigt, müssen Analogiegründe und geometrisch konstruktive Berechnung zu dieser Parallelisation führen. Wohl fällt die Antigoriodecke im Maggatal steil nach Osten ein, dagegen ist an der Lage der Schichten im Campotencialappen, der flach muldenartig in der Maggia-

depression liegt, zu erkennen, dass die Antigoriodecke logischerweise in der Val Leventina wieder zum Vorschein kommen muss. Tatsächlich ist dies auch der Fall. Sie tritt in der Höhe von ca. 800—1000 m auf der Westseite des Tessintals unter dem Campotencialappen hervor; von ihm durch Gesteine getrennt, die als Stiel der Lebendundecke anzusehen sind. Triasquarzit als Deckengrenze ist auch hier typisch. Am Sobriograt taucht sie an äquivalenter Stelle wieder ein. Die Leventinadecke ist also ein Fenster der Antigoriodecke im Gebiete der Tessinerkulmination.

Die *Leventinadecke* ist bis in ihr Wurzelgebiet nördlich Claro zu verfolgen. Sie wird im Süden von Paragneisen umhüllt, die sich sowohl nach ihrem Habitus, als auch nach ihrer tektonischen Stellung als Äquivalent der Lebendundecke betrachten lassen. Sie sind in der Fortsetzung des Stieles gelegen, als die im Gebiete der Tessinerkulmination die flachliegende, dünne Lebendundecke erscheint. Die Verbindung mit der als Wurzel anzusprechenden Zone ist fast überall aufgeschlossen. Die Antigoriodecke scheint keine Sedimenthülle zu besitzen. Sie besteht nur aus dem gleichen uniformen Granitgneis. Es ist nicht anzunehmen, dass die Lebendundecke aus der von ihr abgeschürften Sedimenten besteht, denn sonst könnte sie sich nicht bis in die Wurzelzone verfolgen lassen. Dagegen scheint es, dass sie die ursprüngliche Sedimentzone zwischen den Granitgneiskuppeln der Antigorio-Monte Leonedecke darstellt, und die sich beiderseits an die Intrusivkörper anlehnte. Die nördlichsten Teile der Lebendundecke würden dabei den Sedimenten der Südabdachung der Antigorio-Leventinadecke entsprechen. Damit würden eine Reihe von Fragen der Lösung nähergebracht; so das Auftreten der Lebendun-Maggia-Lucomagnodecke vor der Stirn der Antigorio-Leventinadecke. Auch eine Anzahl von Analogien der nördlichen Zone der Lebendun-Lucomagnodecke mit den Paragneisen des Gotthardmassivs würden dadurch geklärt. Das Gotthardmassiv würde der nächst nördlicheren Antiklinale entsprochen haben. Seine Sedimenthülle dürfte somit den Inhalt der Synklinale zwischen ihm und der nächst südlich verlaufenden Antiklinale des Antigorio- und Leventinagneises darstellen. Auch der Umstand, dass die Bündnerschiefer des Gotthardmassivs wie auch des Penninikums Turmalin als Neubildung klastischen Materials führen, lässt diese Annahme gerechtfertigt erscheinen. Die Stirnlinie der Antigoriodecke folgt in gerader Linie genau dem allgemeinen Alpenstreichen nach Nordosten. Die Anlage des alpinen Bogens war also schon vorhanden, bevor die unteren penninischen Decken vorrückten. Mit der Ände-

rung des Streichens östlich der Tessinerkulmination dürfte auch die Antigoriodecke ausklingen. Nirgends hat ihre Stirn den Fächer des Gotthardmassivs erreicht, überall ist dieser Gneis durch die Lebendundecke von jenem getrennt.

Wie der Sockel der Tessinerkulmination einen herzynischen Gebirgsrücken, das Gotthardmassiv, bildet, so ist auch das nämliche in der Tosakulmination zu erkennen. Der *Verampiogranit* bildet den Sockel der Tosakulmination. Es ist ein mittel- bis feinkörniger Granit, der dem Fibbiagranit des Gotthardmassivs gleicht und mit ihm auch die gleiche chemische Zusammensetzung hat. Seine umhüllenden Granatglimmerschiefer haben viel Ähnlichkeit mit der Karbonserie der Tremola. Diese und Analogiegründe mit dem Gebiete der Tessinerkulmination lassen die Annahme gerechtfertigt erscheinen, dass auch hier das „Gotthardmassiv“ die Basis der Tosakulmination bildet. Gegenüber der Tosakulmination tritt jedoch die Tessinerkulmination prägnanter in Erscheinung.

Auf der Lebendunzone, mit Südfallen flach aufliegend, folgt im Gebiete zwischen Simplon und Maggiatal die *Monte Leone-decke*. Ihr südlicher Verlauf wird durch folgende Linie gekennzeichnet: Aus dem Simplongebiet streicht sie gegen Domodossola, biegt hier parallel dem Streichen der Lebendungneiszone nach Nordosten ab, um bei Casone das Vergelettatal zu erreichen, dem sie auf seiner nördlichen Seite direkt nach Osten folgt. Bei Aurigeno quert sie die Valle Maggia. Im weiteren Verlauf nach Osten streicht sie über den Pizzo Orgnagna nach dem Pizzo Vogorno. Hier zeigt sich, durch die Maggia-depression gegeben, ein scharf akzentuiertes Nordstreichen, das am P. 2529 nördlich Poncione Piota sein Nordende erreicht. Von dort streicht sie in die obere Val Moleno zurück, um südlich Claro das Tessintal zu durchqueren. Bei Mti. Moliago stehen typische Muldungsgesteine an. Peridotitische und amphibolitische Einlagerungen, die in den südlicheren Muldenzonen häufig auftreten, sind auch hier anzutreffen. Ihr weiterer Verlauf nach Osten ist gegeben durch die Grenze nördlich Roveredo, die (nach KÜNDIG) das bei Lostallo erkennbare Halbfenster der Simanodecke umschmiegt, nach Norden verläuft, wo sie mit dem Sojazug zu identifizieren ist. Die Zone von Claro bildet also die Wurzel und die Verbindung der als Einheit zu betrachtenden Mte. Leone-Simanodecke. Die Annahme, dass in dem Bereiche der Tessinerkulmination die Simanodecke und der Campotencialappen zusammengehören, wird somit durch die Befunde im Tessintal in unzweideutiger Weise bestätigt. Monte

Leone, Campo-Tencia und Simanodecke bilden eine Einheit. Sie wird der Decke III im allgemeinen Bau der penninschen Region gleichgesetzt. Die ganze weite Gebirgsregion der östlichen Maggiataler vom Campolungo bis an die oben beschriebene Grenze, gehört dem Campotencialappen an. Die mächtigen Granitgneislakkolithen innerhalb dieses Lappens gestatten diese Tatsache einwandfrei festzulegen. Sie lassen sich nach PREISWERK von der Stirnzone des Lappens bis gegen seine Südgrenze ununterbrochen verfolgen. Deutlich ist dabei das Anschmiegen der Streichrichtung dieses Lakkolithen an diese südliche Grenze des Campotencialappens zu beobachten. Solche Granitgneislakkolithen sind der Ruscadagranit und der Verzascagranit. Die Verbindung des Campo Tencialappens mit der Mte. Leone-decke ist durch die Zone zwischen Aurigeno und Someo im Maggiatal gegeben. In allen 3 Zonen der Decke III ist auch die gleiche Gesteinsvergesellschaftung anzutreffen: Mächtige Granitgneiskörper sind in eine im allgemeinen wenig mächtige Sedimenthülle eingedrungen. Die Sedimentgesteine scheinen dabei im Streichen der Maggiadepression am stärksten angereichert zu sein.

Die *Bernharddecke* des Simplons streicht aus der Zone zwischen der Val Bagnanco und Val Antrona über Domodossola in die Gebirgsregion der Gegend der Val Onsernone und von da direkt nach Osten. Im Gebiete der Maggiadepression bildet sie das erwähnte, nach Norden vorgedrückte Knie des Pizzo Vogorno, um zwischen der Zone Monti Moliago und Algaletta das Tessintal zu durchqueren. Nach Osten streicht sie in die Zone von Roveredo weiter. Von dort greift sie nach Südosten, um das Halbfenster der Simanodecke bei Lostallo herum, um sich in die *Aduladecke* fortzusetzen, die im Osten von der darüberliegenden *Tambodecke* durch die Mesocomulde getrennt ist. Es besteht kein Anlass, an der tektonischen Einheit der Aduladecke zu zweifeln, obschon sie eine weitaus stärkere Zerschlitzung zeigt, als sie den unteren penninischen Baugliedern üblich ist. Bernharddecke und Aduladecke bilden also eine Einheit, sie representieren das vierte Stockwerk im Bau der penninischen Region.

Der Übergang der *Monte Rosadecke* in die Wurzelzone ist bei Banio in der Val Anzasca zu erkennen. Von hier streicht die Decke durch das Centovalli. Die Gesteinsserie zwischen Castione und Algaletta im Tessintal entspricht der Wurzelzone dieser Decke. Das Südoststreichen weiter nach Osten hin ist auch dieser Zone typisch.

Der Wurzel der *Dent Blanchedecke* entspricht die Zone zwischen Castione und Arbedo, die Zone von Bellinzona der Wurzel der unterostalpinen Decken. Interessant erscheint es, dass die Wurzelzonen im Tessintal ausserordentlich stark zusammengedrückt sind. Es mag dies mit dem Bau der Tessinerkulmination zusammenhängen, die ihren Einfluss bis in die Wurzelzone geltend machte.

Ich komme also bei der Betrachtung der Wurzelzonen der penninischen Decken von Norden her zu ähnlichen Resultaten wie sie RUDOLF STAUB dargetan hat. Seine Deutung der Wurzelzone und seine Parallelisierung der oberen penninischen Decken und unterostalpinen Elemente scheint mir auf durchaus gesichertem Boden zu stehen.

Die sich aus der vorliegenden Betrachtung ergebende *Parallelisation der Decken zwischen Simplon und Bernhardin* mag im folgenden Schema festgehalten werden:

Südwallis und Westtessin (Tosakulmination)	Mittleres Tessin (Maggiadepression)	Osttessin (Tessinerkulmination)	Wurzel (im Tessintal)
Unterostalpin VI. Dt. Blanche		Margna	Z. v. Bellinzona
V. Monte Rosa		Tambo	Z. zw. Castione und Arbedo
IV. St. Bernhard	Vogorno	Adula	Z. zw. Algaletta und Castione
III. Monte Leone	Campo Tencia	Simano (Sobrio)	Z. zw. Moliago und Algaletta
II. Lebendun	Lebundun-Maggia	Lucomagno-Naro-Soja	Z. zw. Claro und Moliago bei Claro
I. Antigorio Verampio		Leventina Gotthard	nördlich Claro

Es mögen hier noch einige kurze Angaben über die *Stellung der Bündnerschiefer im Norden der Decken* gemacht werden. Die ganze Bündnerschieferzone, die vom Banhorn im Wallis dem Stirnrand der penninischen Decken entlang sich bis ins östliche Tessin verfolgen lässt, gehört der penninischen Fazies der Bündnerschiefer an. Die darunter liegenden gotthardmassivischen Bündnerschiefer liegen nördlich davon, durch Trias von der penninischen Fazies getrennt. Sie sind im Simplon-gebiet in einer Zone aufgeschlossen, die vom Nufenenpass sich über das Blindenhorn nach Westen eng dem Gotthardmassiv anschmiegt. Die penninischen Bündnerschiefer lassen sich nicht

nur konstant dem Nordrand der penninischen Decken verfolgen, sondern sie greifen z. T. weit zwischen die einzelnen Teillappen derselben nach Süden ein. Ihre Anhäufung im Norden ist durchwegs tektonisch zu deuten.

Noch fehlt die eingehendere Untersuchung der weiten Gebirgsregion die aus den südlichen Teilen und Wurzeln der penninischen Decken aufgebaut ist. Sie wird zweifellos noch viele Überraschungen zeitigen.

Manuskript eingegangen am 21. Juli 1925.

---

# Tekton. Übersichtskarte des Gebietes zwischen Simplon und Bernhardin

Entworfen v. L. Boßhard.

Nach eigenen Aufnahmen 1922/24 und unter  
Mitbenützung d. Arbeiten von Schmidt, Schardt,  
Preiswerk, Jenny, Frischknecht, Staub  
und Kundig.

ca. 1:200000

