

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
SUBVENTIONIERT VON DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung

Geologische Beschreibung
der
Lepontinischen Alpen

Dritter Teil

Geologische und petrographische Untersuchung des Vispertales

Mit 1 Karte in 1:25 000 (Nr. 106), 2 Tafeln und 15 Figuren im Text

Von

Alfred Werenfels



Bern

In Kommission bei der Buchhandlung A. Francke A.-G.

1924

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

In der Sitzung vom 3. März 1923 legte Herr *Alfred Werenfels* das druckfertige Manuskript dieser Untersuchung vor.

Die Kommission nahm die Arbeit des Herrn Werenfels, die von †Herrn Prof. C. Schmidt empfohlen wurde, zur Publikation in den «Beiträgen» an, und zwar war ihr das möglich, weil der Verfasser sich bereit erklärte, einen namhaften Beitrag an die Druckkosten zu leisten. Dafür sei dem Autor aufs beste gedankt.

Die gesammelten Belegstücke, Schliffe etc. befinden sich in der geologischen Sammlung des naturhistorischen Museums in Basel.

Für den Inhalt von Text, Karte und Profilen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, im Oktober 1923.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. Alb. Heim, a. Prof.

Der Sekretär:

Dr. Aug. Aepli.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
<i>I. Einleitung</i>	81
<i>II. Geologische Übersicht</i>	82
<i>III. Geologische und petrographische Beschreibung</i>	83
A. Orthogneise der Monte Leone-Ofenhorndecke	84
B. Casannaschiefer der Bernharddecke	85
1. Sericitabitschiefer	85
2. Graphit- und anthrazitführende Schiefer	89
3. Hornblendeschiefer	97
4. Alter und tektonische Stellung der Casannaschiefer	99
C. Mesozoische Gesteine	100
1. Quarzite, Dolomite, Kalke und Gips der Trias	100
2. Kalkphyllite der Bündnerschiefer	105
3. Ophiolitische Gesteine	106
a) Grünschiefer	107
b) Serpentin und Asbest	114
c) Ofenstein und Talkschiefer	116
<i>IV. Morphologie</i>	117
A. Abhängigkeit der Orographie von Tektonik und Gesteinsbeschaffenheit	117
B. Terrassen	118
C. Alte Flussläufe	119
D. Sackungen und Bergstürze	120
<i>V. Zusammenfassung</i>	122
<i>Literaturverzeichnis</i>	123

I. Einleitung.

Die vorliegende Arbeit behandelt die Geologie des *Vispertales*, d. h. des Talstückes von der *Vereinigung der Saaser- und Mattervisp* bis zur Rhone.

Die ersten eingehenden geologischen Untersuchungen über das Gebiet veröffentlichte *H. Gerlach* in den «*Penninischen Alpen*» 1869. Seine geologischen Aufnahmen sind auf einer Karte im Massstab 1 : 200,000 niedergelegt und wurden später auf Blatt XVIII der geologischen Karte der Schweiz, 1 : 100,000, verwendet.

Mehr als 30 Jahre später publizierte *H. Preiswerk* seine gründlichen petrographischen Studien über die «*Metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine zwischen Visp und Brig (1901)*» sowie über die «*Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes*» (1907). Die geologische Karte des Vispertales ist im wesentlichen enthalten in der «*Karte des Simplongebietes*», 1 : 50,000, von *C. Schmidt* und *H. Preiswerk* (1907).

A. Rothpletz gibt in seinen «*Beiträgen zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes*» (1904) gleichfalls eine ausführliche Darstellung von der Verbreitung der Grünschiefer im Vispertal, wobei er zu wesentlich anderen Resultaten gelangt als *C. Schmidt* und *H. Preiswerk*.

Dieses schon so eingehend untersuchte Gebiet wählte ich, einer Anregung meines verehrten Lehrers Herrn Prof. *C. Schmidt* folgend, zum Gegenstand einer geologisch-petrographischen Studie. Die Veranlassung dazu ergab sich aus zwei Umständen:

1. Im Sommer 1918 untersuchte Herr Prof. *H. Preiswerk* mit meiner Assistenz im Auftrage des damaligen schweizerischen Bergbaubureaus die Asbest-, Ofenstein- und Talklagerstätten im Aufnahmegebiet¹⁾, ferner für die «*Apaval*» (*Association des producteurs d'Anthracite du Valais*), Sion, die im Vispertal signalisierten Vorkommen von Anthrazit beziehungsweise Graphit. Der weitere Ausbau dieser Studien und ihre eingehende Verarbeitung bildet einen Bestandteil der vorliegenden Arbeit.

2. Seit 1915 hat Prof. *A. Buxtorf* Gelegenheit, eingehende Untersuchung zu machen auf der Ostseite des Visper- und Saastales im Gebiet des Zuleitungsstollens Balen-Riedji des Kraftwerkes Ackersand des Elektrizitätswerkes Lonza A.-G. Bei dieser Gelegenheit entdeckte Prof. *A. Buxtorf* die Carbonvorkommen der Gsponfluh, des Riedbaches und von Brunnen Gesteren. Sowohl vom Sackungsgebiet von Staldenried als auch vom Schuttrevier des Riedbaches hat Prof. *A. Buxtorf* geologische Detailkarten in grossem Massstabe entworfen. Ab 1919 konnte ich mich als Assistent an diesen geologischen Studien beteiligen und sämtliche Resultate in der vorliegenden Arbeit benützen und weiter verarbeiten. Der Direktion des Elektrizitätswerkes Lonza A.-G. und Herrn Prof. *A. Buxtorf* bin ich dafür zu grossem Dank verpflichtet.

Im Sommer 1918 begann ich mit den Aufnahmen im Felde und beendigte sie im Sommer des folgenden Jahres. Das gesammelte Material wurde im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel bearbeitet.

An dieser Stelle danke ich meinen Lehrern, den Herren Prof. *C. Schmidt* und *H. Preiswerk*, sowie Prof. *A. Buxtorf* für ihre Hilfe, die sie mir im Felde und im Laboratorium im Laufe meiner Untersuchungen gewährten.

¹⁾ Vgl. *H. Fehlmann*. Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges (S. 224—25, S. 197—98). Kümmerly & Frei. Bern 1919.

II. Geologische Übersicht.

Am Aufbau der Region des Vispertals beteiligen sich Elemente der drei folgenden tektonischen Einheiten:

- A. die Bündnerschiefer im Liegenden der penninischen Decken;
- B. die Orthogneise der Monte Leone-Ofenhorndecke;
- C. die kristallinen Schiefer und das Carbon der Bernhardecke.

A. Die Bündnerschiefer im Liegenden der penninischen Decken umfassen den südlichen Teil der grossen Zone mesozoischer Sedimente, welche vom Bedrettal über den Nufenenpass durchs Binnental ins Rhonetal hinüberstreicht. Diese Zone entspricht der *Bedrettomulde* von C. Schmidt (Lit. 17, S. 491). Nach E. Argand (Lit. 27, S. 5) gehören die Bündnerschiefer des Vispertales zum *Substratum der penninischen Decken*.

In drei gesonderten Zügen erreichen die in *penninischer Facies* ausgebildeten Kalkschiefer von Osten her das Vispertal; sie verschmelzen bei Visp zu einem Zug, der dem südlichen Abhang des Rhonetals weiter gegen Westen folgt. Die drei Kalkschieferzüge werden als mehr oder weniger weit in die Tiefe tauchende *Mulden* gedeutet, die durch zwei dazwischen aufstehende *Gneisantiklinalen* getrennt sind.

1. Der Hauptstamm der drei Züge, bestehend aus *Kalkphylliten* mit Einlagerungen von braunen, quarzigen Schiefern, aber ohne Linsen von *Ophioliten*, folgt in ostwestlicher Richtung dem Rhonetal von Brig zum Glishorn, durch das untere Gamseki zum Nordabhang des Gebidems und erreicht zwischen Visp und dem Staldbach die Visp. Vereinigt mit den beiden andern Zügen, folgt dieser Hauptstamm dem Rhonetal weiter gegen Westen.

2. Der zweite Kalkschieferzug, die *Gantermulde* nach C. Schmidt (Lit. 17, S. 491), wird durch die Gantergneisantiklinale vom Hauptstamm getrennt. Die Gantermulde besteht ebenfalls aus *Kalkphylliten*, die jedoch öfters Einlagerungen von *Ophioliten* zeigen. Die Mulde streicht in nordwestlicher Richtung aus dem Gamsertal hinauf zum Gebidemsee nördlich der Ferche, wendet hier gegen Westen und nimmt bei Visperterminen von neuem die Direktion gegen Nordwesten, um sich im Mittellauf des Staldbachs mit dem Hauptstamm zu vereinigen.

3. Der südlichste, dritte Kalkschieferzug, die *Magenhornmulde* C. Schmidts (Lit. 17, S. 491), ist auf der Ostseite des Vispertals durch die Gneisantiklinalen von Visperterminen und Unter Stalden, auf der Westseite durch die grosse Ophiolitmasse unterhalb Zeneggen von der Gantermulde getrennt. Die Magenhornmulde setzt sich aus *Kalkphylliten* zusammen, die am Rande gegen die Gneise aus grauen, dichten, zum Teil marmorartigen Kalken bestehen. In diese Kalke lagert sich an der nördlichen Peripherie eine kontinuierliche Kette von *Grünschieferlinsen* ein; während sich im Süden an der Grenze gegen die Bernhardecke nur ein schmales Grünschieferlager findet. Die Magenhornmulde lässt sich vom Magenhorn, westlich des Simplonpasses, verfolgen gegen Westen ins Gamseki und von da hinauf zur Ferche. Von hier verläuft sie nach Südwesten gegen Ober Arbegge und weiter in westlicher Richtung nach Riedji. In einem scharfen Knick wendet sich die Magenhornmulde hier gegen Nordnordwesten und überquert, beträchtlich verbreitert, zwischen Ackersand und Barmühle die Visp; die Kalkschiefer der Mulde bilden die Terrasse von Im Aesch-Zeneggen und vereinigen sich nördlich Zen Stadlen mit dem Hauptstamme.

B. Zu den Orthogneisen der Monte Leone-Ofenhorndecke gehört in der Region des Vispertals der Gneiskopf des Gebidems, der das sichtbare westliche Ende der *Gantergneisantiklinale* C. Schmidts (Lit. 17, S. 491) darstellt. Das Gebidem wird durch den Hauptstamm der Bündnerschieferzone und durch die Gantermulde begrenzt, wobei sich zwischen die mesozoischen Sedimente und die Orthogneise fast durchwegs *triassische Gesteine* einschalten.

C. Zur *Bernharddecke* gehören im Vispertal die beiden durch die Magenhornmulde getrennten *Antiklinalen* von *Visperterminen*, *Unter Stalden* einerseits und die *Zone Gspon-Törbel* anderseits. Die kristallinen Schiefer der gesamten Bernhardzone nannte *H. Gerlach* (Lit. 2, S. 86) *Casannaschiefer*; in der Region des Simplons werden sie von *C. Schmidt* und *H. Preiswerk* (Lit. 18, S. 34) lokal als *Berisalgneise* bezeichnet.

1. Die *Antiklinale* von *Visperterminen* nennt *E. Argand* (lit. 27, S. 4) «*Löffel*» oder «*digitation*»; sie wird durch die Ganter- und die Magenhornmulde begrenzt. Die Antiklinale streicht als 3—400 m breites Band aus dem Gamseki zur Ferche hinauf; verbreitet sich westlich Abschlacht beträchtlich und erreicht zwischen Salenboden und Visperterminen die grösste Ausdehnung in nordsüdlicher Richtung. Sie verschmälert sich nun rasch, wendet sich gegen Norden und überquert als schmaler Zug unterhalb Bitzenen den Riedbach; nach einer neuen Richtungsänderung findet die Antiklinale oberhalb des Weges Hinter Stalden-Visperterminen ihren Abschluss.

2. Die *Antiklinale* von *Unter Stalden* ist schon auf der ersten Karte *Gerlachs* (Lit. 1) angedeutet; während sie auf Blatt XVIII der schweizerischen geologischen Karte sowie auf der Simplonkarte nicht zur Darstellung gelangt. Die nördliche Grenze der Antiklinale fällt ungefähr mit dem Rande des steilen Abhangs des Staldbachtales bis auf 1100 m Höhe zusammen, von wo die Südgrenze gegen die Kirche von Unter Stalden verläuft und dann anscheinend längs einer Querstörung abrupt um zirka 200 m gegen Süden springt; in ostwestlicher Richtung erreicht sie die Visp gegenüber der Hohen Fluh. Die westliche Grenze dieses dreieckförmigen Gneiskomplexes verläuft östlich des Talwegs Visp-Neue Brücke.

3. Die Gneiszone Gspon-Törbel umfasst das Gebiet südlich und westlich der Magenhornmulde; die Nordgrenze ist zwischen dem Gamsertal und Vispertal Ost-West gerichtet. Vom Ackersand an der Visp wendet sie sich westlich der Visp gegen Norden und verläuft durch den Äschengraben gegen Zeneggen. Dieses plötzliche Vorpellen der Zone, sowie das Untertauchen der Antiklinalen des Gebieds von Visperterminen und Unter Stalden sind eine Folge des starken *Axialgefälles des ganzen Faltensystems*.

Die kristallinen Schiefer der Bernhardzone sind ausgesprochene Paragesteine. Schieferige Sericit-albitgneise herrschen vor. Einlagerungen von Hornblendeschiefern werden gelegentlich angetroffen. Besonders bemerkenswert sind aber graphit- und anthrazithaltige Schiefer, zum Teil Graphitgneise, die namentlich an der Grenze gegen die Bündnerschiefer in kontinuierlichen Zügen auftreten, aber auch im Innern der kristallinen Schiefer Einlagerungen bilden. Diese kohligen Schiefer sind zuerst westlich des Simplonhospizes von *C. Schmidt* und *H. Preiswerk* beobachtet und als das östlichste Auftreten des Carbons im Wallis gedeutet worden. Ihre weitere Verbreitung im Umkreis des Vispertales konnte von mir konstatiert werden.

Im Süden werden die kristallinen Schiefer der Bernharddecke durch die Zone der mesozoischen Sedimente Zinal-Zermatt-Saasgrund begrenzt. Vom Vispertal aus können die leuchtenden, weissen Kalkwände des Barrhorns erkannt werden, die zu dieser Zone im Liegenden der Dent Blanche-Decke gehören.

III. Geologische und petrographische Beschreibung.

Die Gesteine der drei beschriebenen tektonischen Einheiten sollen im folgenden nach Beschaffenheit und Verbreitung beschrieben werden. Die prätriassischen kristallinen Schiefergesteine sind einerseits die *Orthogneise der Monte Leone-Ofenhorndecke*, die ihre Verbreitung im Gebidem finden, anderseits die ganze Gruppe der «*Casannaschiefer der Bernharddecke*», die hauptsächlich aus Sericit-albit-schiefern, ferner aus graphit- und anthrazitführenden Schiefern sowie aus Einlagerungen von Hornblendeschiefern bestehen. Die *mesozoischen Gesteine* sind 1. Quarzite, Dolomite, Kalke und Gips der Trias, 2. Kalkphyllite der Bündnerschiefer und 3. ophiolitische Gesteine: Grünschiefer, Serpentine mit Asbest, Ofensteine und Talkschiefer.

A. Orthogneise der Monte Leone-Ofenhorndecke.

(Gebidemgneis.)

Die zwischen Gamseki und Vispertal sich erhebende, massige, 2328 m hohe *Bergkuppe des Gebidems* besteht aus einer einheitlichen Gneismasse. Sie wird rings umgeben von Dolomit, Gips und Rauhwacke, die sich an der Peripherie der Antiklinale in geschlossenem Zuge von Mittlenhaus im Gamseki hinauf nach Menschi und weiter über Aareggen, Muggi zur Ferche und wieder hinunter ins Gamsertal nach Niedersten verfolgen lassen. Während sich diese triassischen Sedimente im allgemeinen zwischen Gneise und die Bündnerschiefer einschalten, wird der Dolomitzug, welcher von Mittlenhaus nach Menschi als Liegendes des Gebidemgneises hinaufzieht, seinerseits von einer schmalen Gneis-lamelle unterteuft. Da die Untersuchung der beiden Gneise die nahezu vollständige petrographische Übereinstimmung ergeben hat, deute ich diesen schmalen Gneiszug im Sinne *E. Argands* als «encapuchonnement». In der triassischen Hülle des Gebidems fehlen Apophysen von Orthogneis vollständig, wie auch die Erscheinungen eines Kontakthofes. Für die von *A. Rothpletz* (Lit. 35) von neuem aufgegriffene Hypothese einer posttriassischen Intrusion, die später auch noch von *M. Gonsalves* (Lit. 41, S. 515) unterstützt wurde, finden sich keinerlei Anzeichen.

Der Gantergneis ist aufgeschlossen in der Felswand nördlich Hanschalp und bei der Lokalität Muggi; hier am Ausgang des «Gebidemtunnels» (ein zirka 3 km langer Stollen, der im Sommer das Wasser der Gamsa aus dem Gamseki in die Bewässerungskanäle von Visperterminen leitet) können im Aushub frische Handstücke gewonnen werden.

Das Gestein erscheint graugrün mit zahlreichen kleinen, weissen oder rosafarbenen Flecken, hervorgerufen durch Feldspateinsprenglinge, die dem deutlich geschieferten, zum Teil druckgerieften Gneis eine lentikuläre Textur verleihen. Neben diesen eckigen Einsprenglingen bildet der Feldspat, vergesellschaftet mit Quarz, auch ganz flache abgeplattete Linsen, so dass eine Art Lagen- oder Bändergneis entsteht.

Unter dem Mikroskop erkennt man als *Hauptgemengteile*: Albit, Quarz und Biotit, untergeordnet Kalifeldspat.

Als *Neben- und Übergemengteile* erscheinen Calcit, Hornblende, Rutil, Apatit und Magnetit.

Albit und Quarz bilden ein fein- bis mittelkörniges, granoblastisches Grundgewebe, das durch den schuppig entwickelten Biotit zum Teil einen lepidoblastischen Charakter annimmt. Ganz vereinzelt treten grosse Kalifeldspatindividuen als Porphyroblasten auf. Das vollständige Fehlen von Streckungshöfen deutet auf eine blastoporphyrische Struktur. Die Textur ist undeutlich kristallisationschiefer, zum Teil lentikular.

Der Albit bildet mit dem Quarz den Hauptbestandteil des Grundgewebes; er ist im allgemeinen arm an Einschlüssen, nur einige grössere, porphyroblastenähnliche Individuen sind reich an Quarz, Biotit und Rutil. Der Albit wurde bestimmt mit Hilfe der Lichtbrechung nach der Methode von *Becke*; sie ergab

$$\left. \begin{array}{l} + \text{ Stellung } \varepsilon > \gamma'; \omega > \alpha' \\ || \text{ Stellung } \omega > \gamma; \varepsilon > \alpha' \end{array} \right\} 0-16 \% \text{ An.}$$

Der Quarz tritt in meist zahnstruierten, undulös auslöschenden Körnern im Grundgewebe mit Albit auf. Er ist fast vollständig frei von Einschlüssen.

Der Biotit durchsetzt in feinen Schüppchen, die der Schieferungsebene oft parallel gelagert sind, das Gestein. Er zeigt einen starken Pleochroismus nach folgendem Schema:

$$\begin{array}{ccc} c & = & b & > & a \\ \text{dunkel olivgrün} & & & & \text{hellgelb.} \end{array}$$

Sein Axenwinkel ist klein (zirka 10°); der optische Charakter positiv. Dieser olivgrüne Biotit bleicht oft vollständig aus; wie sich an allmählichen Übergängen vom stark pleochroitischen Biotit zum vollständig farblosen Glimmer konstatieren lässt, dessen Axenwinkel, wie auch die übrige optische Orientierung derjenigen des farbigen Biotits entspricht. Quantitativ kommt der ausgebleichte Biotit dem farbigen gleich oder überwiegt ihn sogar um ein geringes.

Der *Kalifeldspat* ist durch sein Auftreten in Form von unregelmässig begrenzten Porphyroblasten charakterisiert. Er wurde durch seine niedrigere Lichtbrechung als diejenige des Albits sowie durch den optisch negativen Charakter einwandfrei nachgewiesen. Auffallend ist eine starke Bestäubung, anscheinend durch Rutilmikrolithe hervorgerufen; als weitere Einschlüsse treten auf Spaltrissen *Calcit* und eine *tremolitische Hornblende* auf, in langen, feinen Nadelchen. Eine deutliche *Mikroklingitterlamellierung* des Kalifeldspates ist nicht zu erkennen; sie scheint nur in der verschwommenen, submikroskopischen Ausbildung vorhanden zu sein, die sich durch die wogende Auslöschung verrät. Die Spuren der *Kataklase* sind besonders deutlich an den eingeschlossenen Calciten wahrzunehmen, die oft deutlich verbogen oder gebrochen sind. Auch Andeutungen von Mörtelkränzen an der Peripherie der Porphyroblasten sind in diesem Zusammenhang bemerkenswert. Von den *Neben- und Übergemengteilen* verdienen die prächtigen, nur mikroskopisch sichtbaren Magnetitoktaederchen erwähnt zu werden.

Der vorliegende Gneis ist jedenfalls ein *Orthogestein*; neben dem zahlreichen Vorkommen des primären Biotits spricht das Auftreten des *Kalifeldspats* dafür, der als Reliktfeldspat aufzufassen ist. Ob es sich bei diesem Gneis um einen rekristallisierten, zertrümmerten *Porphy* handelt, ist nicht sicher zu eruieren, da die Spuren der Kataklase in der Grundmasse fast vollständig verschwunden sind.

Makroskopisch nicht vom Gebidemgneis zu unterscheiden ist derjenige der Gneislamelle, welche sich im Gamseki zwischen die randliche Trias des Gebidems und die Kalkschiefer des Hauptstamms schaltet.

Ein Handstück von Menschi zeigt im Dünnschliff folgendes Bild:

Die *Struktur* kann ebenfalls als *blastoporphyrisch* bezeichnet werden; allerdings sind hier die Anzeichen für ein *ursprünglich porphyroblastisches* Gestein bedeutend stärker. Die Spuren der Kataklase können nicht nur in den typischen Mörtelkränzen um die *Kalifeldspateinsprenglinge* erkannt werden, sondern auch in einzelnen Quarzlinsen des Grundgewebes, deren kräftig undulös auslöschende Individuen durch Rekristallisation aus den Trümmern eines einzigen Quarzindividuums hervorgegangen sind. Das Grundgewebe ist im allgemeinen *granoblastisch*; für gewisse Teile bedingt die Entwicklung des Glimmers allerdings eine deutliche *lepidoblastische* Struktur.

Die *Textur* ist undeutlich kristallisationsschief. Der *Mineralbestand* gibt sich in folgenden *Hauptgemengteilen* kund: *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit* und untergeordnet *Kalifeldspat*. Als *Nebengemengteile* treten auf: *Apatit*, *Epidot* und *Rutil*.

Der *Feldspat* tritt als *Kalifeldspat* nur in vereinzelter, einsprenglingartigen Individuen auf, die häufig mit einem ausgeprägten Mörtelkranz umgeben sind. *Undulöse Auslöschung* und die typische *Mikroklingitterstruktur* sind als Wirkungen des Stresses durchwegs zu beobachten. Im *Grundgewebe* konnte der Feldspat nicht einwandfrei bestimmt werden, es dürfte sich sehr wahrscheinlich um *Albit* handeln. Der *Quarz* kommt in Form kleiner Xenoblasten im ganzen Grundgewebe verteilt vor; daneben findet er sich in den erwähnten Linsen, die neben dem Kalifeldspat eine Art Augen darstellen. Ganz untergeordnet erscheint ein *dunkel olivgrüner Biotit*, dessen Absorptionsschema demjenigen des Gebidemgneises entspricht. Obwohl hier das Ausbleichen des Biotits nicht direkt beobachtet werden kann, so halte ich den *sericitisierten, farblosen Glimmer* ebenfalls für ausgebleichten Biotit, dafür spricht jedenfalls auch der kleine Axenwinkel. Der farblose Glimmer umflasert die Quarz- und Feldspatäugen und stellt den hauptsächlichsten Träger der Schieferigkeit dar.

Die weitgehende Übereinstimmung dieses Gneises von Menschi mit dem Gebidemgneis ist evident. Der Menschigneis ist etwas weniger dynamometamorph verändert, so dass der ursprüngliche *Quarzporphy* noch besser erkannt werden kann.

B. Casannaschiefer der Bernharddecke.

1. Sericitalbitschiefer.

Das vorherrschende Gestein der beschriebenen zwei Zonen der Bernharddecke im Vispertal sind *Sericitalbitschiefer*, die sich in petrographischer Beziehung durch eine überraschende Gleichförmigkeit sowohl des Mineralbestandes als auch der Struktur und Textur charakterisieren. Diese Paragesteine

gehören nach der Systematik von U. Grubenmann ¹⁾ in ihrer Gesamtheit zur Ordnung der *tonerde-reichen Sericit-albitgneise*. Ein abweichender Typus findet sich nur in der Teilantiklinale von *Unter Stalden*, in welcher eine ganz untergeordnete Masse von *Epidot-Albitgneisen* erscheint.

Die Farbe der *Sericit-albitschiefer* ist vorwiegend grünlichgrau für die phyllitischen Varietäten, während die quarz- und feldspatreicheren, gneisigen Typen hell- bis dunkelgrau erscheinen. Bei Zunahme des Graphit- beziehungsweise Anthrazitgehaltes in denselben entwickeln sich Typen, die als graphit- und anthrazitführende Schiefer im folgenden Abschnitt besprochen werden. Die *feinschiefrigen Gesteine* zeigen eine ziemlich regelmässige *Paralleltextur*, die durch grüne Glimmerchloritlagen hervorgerufen wird, welche dem Hauptbruch den typisch sericitischen Seidenglanz verleihen. Oft ist ihnen auch eine deutliche Bänderung eigen, indem die erwähnten grünen, glimmerigen Lagen mit helleren, weissen Quarz-Feldspatlagen alternieren, das Überwiegen der letzteren bedingt die *gneisartigen Typen*. In der Regel sind diese beiden Lagenarten keineswegs scharf gegeneinander abgegrenzt, vielmehr sowohl durch ineinander Auskeilen als auch durch allmähliche Übergänge miteinander verknüpft. Der letztere Fall ist relativ selten, er führt in seiner extremen Entwicklung zu einem nahezu massigen, körneligen Gestein, wie es nur in einigen Handstücken aus dem Rohrbachumgehungsstollen (vgl. Beilage I) bekanntgeworden ist. Die feine Körnelung des Hauptbruchs wird durch kleine Knöllchen, im Mittel 1—2 mm Durchmesser zeigend, hervorgerufen. Wie das Mikroskop lehrt, bilden Aggregate von Albit diese Knötchen. Das auffallendste Merkmal aller dieser Gesteine besteht in der überall auftretenden feinen Fältelung, eine Art *Druckriefung*, die sich aber nirgends so stark ausprägt, dass der Hauptbruch im grossen ganzen nicht als ebenflächig bezeichnet werden könnte. Stärkere Fältelung, wie sie für gequälte Gesteine typisch ist, findet sich nur selten und zwar in den ausgesprochenen schief-rigen Gesteinen.

Makroskopisch erkennt man vor allem Glimmer und Chlorit, welche die grünlich seidenglänzenden Häute bilden. Quarz, und mit Hilfe der Spaltflächen, Albit kann gleichfalls mit blossen Auge erkannt werden; von den Erzen erreicht der Pyrit oft grössere Dimensionen, während der fast durchgehend auftretende Magnetit meistens nur im Dünnschliff nachzuweisen ist.

Besonders deutlich gibt sich die Gleichförmigkeit der Casannaschiefer im *mikroskopischen* Bild zu erkennen.

Die *Struktur* ist vorwiegend *homöoblastisch*, sie wird gelegentlich auch schwach *porphyroblastisch*, indem einzelne Feldspat- oder Quarzindividuen die durchschnittliche Grössenordnung dieser Mineralien beträchtlich überschreiten, so dass kleine Porphyroblasten entstehen, die aber kaum die Grenze der makroskopischen Sichtbarkeit erreichen.

Der herrschende Typus ist die *feinkörnig granoblastische-lepidoblastische* Struktur, je nachdem man mehr die Quarz-Feldspatpartien oder die Chlorit-Glimmerlagen des Gesteinsgewebes ins Auge fasst. Der granoblastische Teil zeigt oft eine deutliche Siebstruktur der einzelnen Albitxenoblasten, die von zahlreichen Einschlüssen aus Sericit, Chlorit, Graphitit, weniger häufig auch von Quarz durchschwärmt werden, meist kreuz und quer ohne erkennbare Anordnung, seltener nach der Schieferung geordnet. Auch klastische Reliktstruktur, besonders blastopsammitische Strukturen erscheinen in einzelnen Partien.

Die *Textur* ist im allgemeinen *feinschiefrig*, die hauptsächlichen Träger der Schieferigkeit sind Chlorit und Glimmermineralien, die in zusammenhängenden Zügen den Schliff durchsetzen. Die erwähnte, makroskopisch sichtbare «*Druckriefung*» kommt unter dem Mikroskop nur undeutlich zum Ausdruck. Die blätterigen Komponenten zeigen fast durchgehend eine feinschuppige Ausbildung; in den höheren Teilen der Decke werden sie oft auch bedeutend grösser. Hin und wieder kann auch ein mikroskopisch feines *lentikulares Gefüge* auftreten. Die Kristallisationsschieferung wird angedeutet durch die Orientierung des Sericits und der Chloritmineralien, während für Albit und Quarz eine solche kaum beobachtet wird.

Der Mineralbestand ist folgender:

Hauptgemengteile: Quarz, Albit, Chlorit, muskovitischer Glimmer.

¹⁾ U. Grubenmann. Die kristallinen Schiefer. II. Auflage, Bornträger, Berlin 1910.

Neben- und Übergemengteile: Titanit, Leukoxen, Apatit, Magnetit, Limonit, Pistazit, Klinozoisit, Carbonat, Biotit, Zirkon, Graphit, Turmalin.

Die Hauptkomponenten treten gemeinsam in sämtlichen Casannaschiefern auf, ihr gegenseitiges Mengenverhältnis unterliegt aber oft bedeutenden Schwankungen. Von den angegebenen Neben- und Übergemengteilen fanden sich in keinem Schliff sämtliche vereinigt.

Der *Albit* ist der einzige Feldspat, der in den Casannaschiefern angetroffen wird. Selbst als Relikte liessen sich keine andern nachweisen. Sämtliche Bestimmungen der Auslöschungsschiefen wurden an Schnitten senkrecht zu den Bisektrizes ausgeführt. Wenn immer möglich, d. h. sobald die Auslöschungsschiefe gegen (010) bestimmt werden konnte, fanden Schnitte vertikal auf a stehend Verwendung. Sie sind nach *Becke* ¹⁾ weniger empfindlich gegen Orientierungsfehler als solche, die senkrecht auf c stehen. Hier werden nur solche benutzt, die genau der Vertikalstellung von c entsprachen. Der Durchschnitt aus sämtlichen Messungen senkrecht c ergab eine Auslöschungsschiefe von $15,1^\circ$ $a:(010)$, der entsprechende Wert für Schnitte senkrecht a ergab einen Auslöschungswinkel von $21,4^\circ$ gegen die Spaltrisse von (001). Diese beiden Auslöschungsschiefen entsprechen einem Anorthitgehalt von 4,5 % und 3 % nach *Wright* ²⁾. Da die Feststellung des Vorzeichens der Auslöschung bei diesen Feldspatbestimmungen kaum möglich war, wurde die Bestimmung der Lichtbrechung nach der Methode von *Becke* (l. c., S. 6) angewandt. Sie führte bei sämtlichen Beobachtungen zu folgendem Resultat:

$$\begin{aligned} \text{Kreuzstellung: } \omega &> \gamma'; \epsilon > \alpha', \\ \text{Parallelstellung: } \omega &> \alpha'; \epsilon > \gamma'. \end{aligned}$$

Das entspricht einem *Albit* von 0—16 % An (*Becke* l. c., S. 6) und bestätigt also die Richtigkeit der zuerst erwähnten Bestimmungen.

Der *Albit* bildet meistens ein inniges Gemenge mit Quarz, aus dem oft einzelne Albite durch ihre Grösse hervortreten. Die Individuen dieser Gemenge greifen buchtig ineinander. Spuren der Kataklyse sind relativ selten, nur in den tieferen Zonen der Decke sind Andeutungen von Mörtelkränzen zu beobachten; auch die undulöse Auslöschung tritt nicht häufig auf. Der *Albit* ist immer von zahlreichen Einschlüssen erfüllt, wie schon in der Beschreibung des Strukturbildes hervorgehoben wurde. Diese Einschlüsse durchziehen die einzelnen *Albit*xenoblasten in parallelen Zügen, die mit der Schieferungsfläche des Gesteins nicht übereinstimmen und deren Richtung auch in jedem einzelnen Individuum wechselt. Nirgends verraten diese Züge einen Fältelungszustand, der als helicitische Struktur im Sinne *Weinschenks* aufgefasst werden könnte. Fast jeder Schliff weist neben den einschlussreichen Albiten auch solche auf, die vollständig wasserklar sind und nur durch Untersuchung im konvergenten Licht von Quarz unterschieden werden können. Die Unterscheidung wird noch erschwert durch das Zurücktreten der Spaltrissen und Zwillingsbildung. Am häufigsten kommt es zur Ausbildung von einfachen Zweihälftern nach dem *Albit*gesetz, polysynthetische Albite sind weniger häufig; wo sie auftreten, konnten öfters gebogene oder gebrochene Lamellen beobachtet werden. Karlsbader- oder Periklinzwillinge scheint der *Albit* dieser Gneise nicht zu bilden.

Der *Quarz* erscheint in kleinen Körnern, die ebenfalls ineinandergreifen, oder auch häufig in unregelmässig eckig verkeilten Individuen. Er löscht meist undulös aus und zeigt dabei oft auch Felderteilung. Im Gegensatz zum *Albit* ist der *Quarz* sozusagen einschlussfrei. Neben Typen, in welchen er ziemlich regelmässig mit *Albit* gemischt auftritt, das granoblastische Gefüge bedingend, können auch solche beobachtet werden, in denen er linsen- oder nesterförmig das Gesteinsgewebe parallel der Schieferebene durchsetzt. Die einzelnen Individuen dieser Linsen zeigen typische Zahnstruktur, sie ist wahrscheinlich durch Rekristallisation entstanden, welche an den kleinen Xenoblasten einsetzte, die durch Kataklyse aus einem grösseren Individuum hervorgegangen waren. Ich halte dementsprechend die einzelnen Linsen und Nester für die Relikte von ehemaligen grösseren Quarzkörnern. Das Mengenverhältnis zwischen *Albit* und *Quarz* ist schwankend; in den Casannaschiefern an der Basis der Decke

¹⁾ *F. Becke*. Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Bd. LXXV der Denkschriften der Akademie der Wissenschaften. Wien 1903.

²⁾ *F. E. Wright*. American Journal of Science. Vol. XXXVI, November 1913.

überwiegt der Feldspat unzweifelhaft, während er in den höheren Teilen gegenüber dem Quarz stark zurücktritt.

Von *Chloritmineralien* konnten in den Casannaschiefern sowohl *Pennin* als auch *Klinochlor* nachgewiesen werden.

Der *Pennin* zeigt schwachen Pleochroismus

b und a = grünlich
c = gelblich-grün.

Der optische Charakter ist negativ, auffallend ist die abnorme blaue Interferenzfarbe, die im Verein mit dem optischen Charakter das hauptsächlichste Unterscheidungsmerkmal gegenüber dem *Klinochlor* ergibt. Der Chlorit der Casannaschiefer scheint in der Hauptsache in Form des *Pennins* aufzutreten.

Klinochlor zeigt den gleichen Pleochroismus wie *Pennin*, nur sind die Farben etwas dunkler. Eine Auslöschungsschiefe konnte meist festgestellt werden; dagegen fehlt die für *Pennin* typische blaue Interferenzfarbe durchwegs.

Der Chlorit bildet gemeinsam mit farblosem Glimmer parallele, oft flaserig-gewellte Züge, in denen sich die durch basale Spalttrisse begrenzten Schüppchen mit ihrer Längsrichtung meist in die Schieferungsebene einstellen; es finden sich aber auch in der Schieferungsrichtung breit ausgezogene Pakete, die sich aus einzelnen quergestellten Blättchen aufbauen.

Der *Glimmer* erscheint in den Casannaschiefern in drei Formen:

- a) ein *phengitischer Glimmer*, dessen Axenwinkel zwischen 40° — 50° schwankt. Er ist farblos und zeigt keinerlei Pleochroismus, von allen andern Glimmern tritt er in den Gneisen dieser Region weitaus am häufigsten auf.
- b) *Muscovit* von a) durch den bedeutend grösseren Axenwinkel unterschieden. Sowohl der phengitische Glimmer wie auch der eigentliche *Muscovit* treten in *sericitischer Form* auf. Der *Sericit* bildet mit dem Chlorit zusammen den Hauptträger der Schieferigkeit. Die Glimmer zeigen als Folge der Kataklyse starke Verbiegungen, die bis zur Zerreissung führen können;
- c) *Biotit* tritt ausserordentlich selten auf und stets nur als ein wesentlicher Gemengteil in kleinen Fetzen; die gelbe und braune pleochroitische Farbe zeigen. Die meist zu konstatierende niedrige Doppelbrechung weist auf die beginnende Chloritisierung hin.

Von den *Neben- und Übergemengteilen* tritt der *Apatit* konstant in sämtlichen Schiefen der Region auf. Meist in Form kleiner, rundlicher Körner; seltener erscheinen grössere, regelmässig begrenzte Individuen. Das Mineral ist immer gleichmässig im ganzen Gestein verteilt, und zwar sowohl als Einschluss im Albit als auch als Bestandteil des granoblastischen Grundgewebes. *Titanit* wird fast ausschliesslich in kleinen Körnern, seltener in grösseren spindelförmigen Individuen beobachtet. Vereinzelt konnte bei letzteren der kleine Axenwinkel im Verein mit der starken Axendispersion $\varrho > v$ und dem optisch positiven Charakter konstatiert werden. Der *Magnetit* kommt in kleinen Oktaederchen in fast allen Schliffen vor; er reichert sich partiell stark an, so dass Typen mit zahllos makroskopisch gut sichtbaren Magnetitoktaederchen entstehen. Solche *Magnetitschiefer* finden sich an mehreren Orten am Südrande der Antiklinale von Visperterminen. Das *Carbonat* tritt hin und wieder als *Dolomit* auf, wie die Hindensche Reaktion lehrt, meistens aber als *Calcit*, der durchgehend in allen Schiefen angetroffen wird. Der *Calcit* zeigt keinerlei kristallographische Begrenzung, oft häufen sich die unregelmässigen Fetzen des Minerals parallel der Schieferungsebene. Im allgemeinen dürfte es sich um einen kristalloblastischen Gemengteil handeln; nur ganz vereinzelt wurde das Karbonat als Infiltrationsprodukt angetroffen. Ein sehr häufiger Übergemengteil ist *Graphit*, der in einzelnen Typen an Quantität erheblich zunehmen kann (vgl. den folgenden Abschnitt).

Von den übrigen Nebengemengteilen sei noch *Turmalin* erwähnt; er tritt nur in ganz untergeordneten Mengen in den Schiefen der Bernharddecke auf. Meistens erscheint das Mineral in prismatisch begrenzten Individuen, die folgenden Pleochroismus zeigen:

E = gelbgrün,
O = olivgrün.

Für die *sedimentogene* Natur dieser *Sericitalbitschiefer* spricht der hohe Tonerdegehalt, der sich durch den grossen Glimmergehalt zu erkennen gibt, dafür sprechen auch die Andeutungen von Reliktstrukturen, wie sie S. 87 beschrieben werden. Ich halte die vorliegenden Gesteine für *Derivate* von *sandigen Tonschiefern*.

In der Gneiszone von Unter und Ober Stalden treten *Epidot-Albitgneise* auf, die durch allmähliche Übergänge mit den beschriebenen Typen der Casannaschiefer verbunden sind, von denen sie sich strukturell und textuell kaum unterscheiden. Ihr Mineralbestand ist der folgende:

Hauptgemengteile: Albit, Quarz, Pistazit, Calcit, Chlorit und Glimmer, als Neben- und Übergemengteile erscheinen: Titanit, Leukoxen, Pyrit, Ilmenit, Magnetit, Apatit und Rutil.

Albit und *Quarz* bieten unter dem Mikroskop dieselben Bilder wie beim erst erwähnten Typus der Casannaschiefer. Allerdings zeigt ihr gegenseitiges Mengenverhältnis durchgehend ein starkes Überwiegen des Albits. Auffallend ist beim Quarz, dass er häufig parallel der Schieferungsebene gestreckt erscheint, wobei sich eine übereinstimmende optische Orientierung, *c* steht senkrecht zur Richtung der Schieferung, geltend macht.

Als Vertreter der *Epidotmineralien* tritt *Pistazit* in Form von Körnern und grösseren Aggregaten auf. Zonare Umwachsungen von *Klinozoisit* fehlen, dagegen erscheinen fleckartig Partien mit niedriger Doppelbrechung, die als *Klinozoisit* gedeutet werden. Der *Chlorit* ist optisch positiv, schiefe Auslöschung kann nirgends beobachtet werden, so dass trotz Fehlens anormaler lavendelblauer Interferenzfarben auf *Pennin* geschlossen wird.

Der *Glimmer* erscheint am häufigsten in farbloser Form, mit einem Axenwinkel der zirka 40° beträgt. Er bildet nicht die üblichen Fläsern, sondern kleine, zerfetzte Tafeln, deren Längsrichtung meist quer zur Schieferungsrichtung liegt. Es dürfte sich um ein Ausbleichungsprodukt (*Rosenbusch* ¹⁾, S. 259) von *Biotit* handeln, der oft als kleiner Rest im Innern der farblosen Tafel angetroffen wird. Er zeigt folgenden Pleochroismus:

$$\begin{aligned} a &= \text{farblos} \\ b \text{ und } c &= \text{olivgrün} \end{aligned}$$

Der *Calcit* ist im ganzen Gestein regelmässig verteilt, es dürfte sich auch hier nicht um ein Infiltrationsprodukt, sondern um einen kristalloblastischen Gemengteil handeln. Der starke Calcitgehalt ist ein auffallendes Merkmal dieser Gneise. Von den *Nebengemengteilen* verdient *Rutil* erwähnt zu werden, der in feinen Nadelchen nur in diesem Typ der Casannaschiefer angetroffen wurde. *Magnetit* durchspickt in mikroskopisch kleinen Oktaederchen sehr reichlich das ganze Gestein. *Titanit* tritt meist in Verbindung mit grösseren Aggregaten von *Leukoxen* auf.

Der hohe Kalkgehalt, der sich im Reichtum an Calcit und Epidot zu erkennen gibt, in Verbindung mit dem Fehlen jeglicher ursprünglicher Massengesteinsstruktur, spricht für die sedimentogene Natur dieses Epidotalbitgneises.

2. Graphit- und anthrazitführende Schiefer.

Die graphit- und anthrazitführenden Schiefer treten als Bestandteile der «Casannaschiefer» in der beschriebenen Zone der Bernharddecke im Vispertal auf. Entsprechend der Zerteilung der Casannaschiefer in die Region von Visperterminen und Unter Stalden einerseits und das Gebiet von Gspon-Törbel anderseits ergibt sich eine gesonderte Darstellung der zugehörigen graphitführenden Schiefer in geologischer Beziehung, während sich in petrographischer Hinsicht auch hier eine grosse Gleichförmigkeit der Graphitgneise, Graphitquarzite und Phyllite kundgibt.

a) Die graphitführenden Schiefer der Antiklinale von Visperterminen bestehen aus der peripherischen Umhüllung und aus drei isolierten Vorkommen kohligter Schiefer inmitten der Casannaschieferzone von Visperterminen. Ferner zähle ich die graphitischen Schiefer am Rande der Teilantiklinale von Unter Stalden hierher.

¹⁾ H. Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd. I, II-1 und II-2, 4. Aufl. E. Schweizerbart. 1905.

a) Die periphere Zone der kohligen Schiefer lässt sich von der Ferche über Abschlacht nach dem Breiterbachzufluss nördlich Ober Arbegge verfolgen. Sie streicht hinüber nach dem südlichen Breiterbachzufluss, wo sie auf kurze Strecke von Marmor überlagert wird, folgt dann dem Breiterbach bis unterhalb der Talkmine und wendet sich in scharfem Knick nach Norden; sie kann bis an den Riedbach verfolgt werden. Im Durchschnitt sind die Graphitschiefer dieser Zone $\frac{1}{2}$ m mächtig.

Ein gutes Profil ist am Weg zwischen Moorackern und Studen aufgeschlossen. In lokal überkippter Lagerung folgen mit ziemlich scharfer Grenze unter normalen Sericitaltbitgneisen $1\frac{1}{2}$ m Graphitschiefer. Sie sind schwarz und bestehen hauptsächlich aus Quarz mit Feldspat und Graphit; sie gehen in bläuliche Glanzschiefer über, deren Mächtigkeit 6—7 m beträgt.

Fig. 1 zeigt im Profil bei Moorackern die Schichtfolge: Sericitaltbitgneise, Graphitschiefer, Glanzschiefer, Sericitquarzschiefer und mesozoische Bündnerschiefer.

Im Riedbach schaltet sich zwischen die graphitführenden Quarzitalbitphyllite und die Sericitaltbitschiefer eine schmale Linse von Albitamphibolit ein; sie lässt sich auf dem nördlichen Ufer 300 m

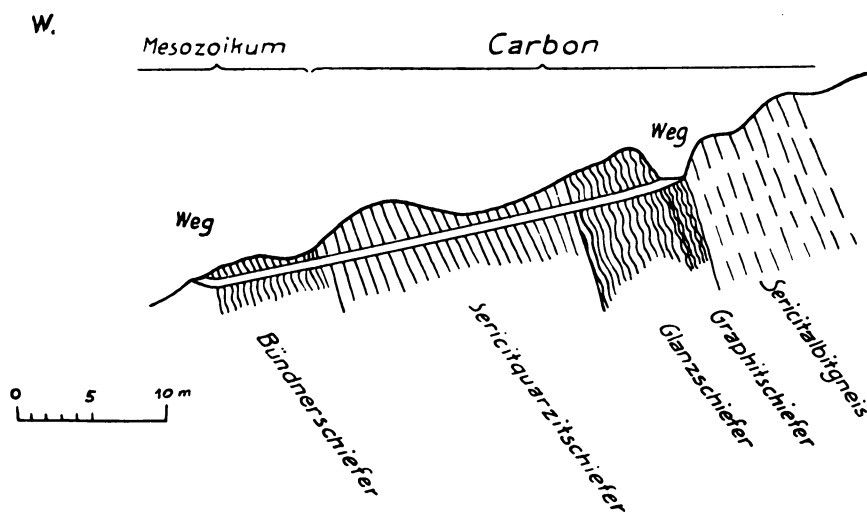


Fig. 1. Profil durch die Graphitschiefer bei Moorackern.

weit verfolgen. Gleichzeitig mit dem Erscheinen dieses Amphibolites treten zwischen die Bündnerschiefer und die kohligen Schiefer triassische Gesteine. Dolomit, nur wenig mächtig und rasch auskeilend auf dem südlichen Ufer; Gips, in unbekannter Mächtigkeit und

Ausdehnung auf dem nördlichen Ufer des Riedbachs. Leider ist hier nirgends ein vollständiges Profil aufgeschlossen, das durch den Amphibolit, die graphitführenden Schiefer und die triassischen Sedimente bis zu den Kalkschiefern führen würde.

An der nördlichen Peripherie der Antiklinale von Visperterminen kann die graphitführende Zone nur an wenigen Stellen beobachtet werden. Spuren der Zone finden sich oberhalb des Weges Unter Stalden-Visperterminen; deutlicher ist sie im Riedbach unterhalb Bitzenen aufgeschlossen; ferner am Weg von Visperterminen zur Ferche, wo in 1600 m Höhe flach südwärts einfallende Bündnerschiefer, von stark gequälten graphitischen Tonschiefern überlagert werden. Das Hangende der graphitischen Schiefer ist nicht direkt aufgeschlossen, nur wenig höher am Weg, durch eine breite Schuttzone getrennt, erscheinen aber Gneise, die saiger stehen oder zum Teil nach Norden einfallen, so dass Zweifel besteht, ob sie wirklich anstehen, es dürfte sich um eine kleine, gesackte Masse handeln.

Im südlichsten Quellfluss des Riedbachs, 1860 m hoch, werden die stark verruscelten Graphitschiefer dieser Zone im Liegenden der Sericitaltbitschiefer noch einmal angetroffen. Sie sind anscheinend nur wenige Meter mächtig; genau lässt es sich nicht feststellen, da die liegenden Kalkschiefer nicht aufgeschlossen sind.

3. Innerhalb der Casannaschiefer der Antiklinalen von Visperterminen treffen wir mehrfach graphitische Schiefer. Das bedeutendste Vorkommen findet sich bei Unter Brunnen, wo eine zirka 15 m mächtige Serie intensiv gefalteter quarzitischer Graphitschiefer zutage tritt. Sie zeigen im grossen ganzen südöstliches Einfallen. Neben gewaltigen Quarzlinsen, die oft mehrere Meter lang und 1—2 Meter mächtig werden, sind zahlreiche graphitüberzogene Rutschflächen auffallend. An der Grenze gegen die gneisigen Sericitaltbitschiefer erscheinen schwärzliche Graphitgneise.

Ein zweites Vorkommen findet sich am Weg von Visperterminen nach *Gerstern*, unmittelbar unter dieser Lokalität. Der schlechte Aufschluss zeigt feinschiefrige, glimmerreiche Graphitgneise, die anscheinend in die normalen Sericitaltbitschiefer eingelagert sind. Im Streichen lassen sich die schwarzen Gneise — allerdings nirgends anstehend — bis auf 1600 m Höhe verfolgen. Hier an der grossen Wasserleitung, die von Muggi nach Riedji führt, tritt ein reiner, weisser *Triasquarzit* auf, dessen Lagerungsverhältnisse zu den nur als Schutt vorhandenen graphitführenden Gneisen nicht bestimmt werden kann.

Der *dritte Aufschluss* der kohligen Schiefer *innerhalb der Casannaschieferzone von Visperterminen* findet sich ebenfalls an der erwähnten Wasserleitung *oberhalb Hohbiel*. Er zeigt flach südwestlich einfallende Sericitaltbitgneise, die von feldspathaltigen, graphitischen Quarzitphylliten überlagert werden. Als Hangendes dieser kohligen Schiefer kann der unterhalb der Wasserleitung anstehende grünliche Sericitquarzit-schiefer angesprochen werden, der seinerseits von einem massigen Quarzit, wahrscheinlich triassischen Alters, überlagert wird.

Das Auftreten von Triasquarzit in Verbindung mit den kohligen Schiefern oberhalb Gerstern und bei Hohbiel lassen die Vorkommen dieser graphitführenden Schiefer innerhalb der Casannaschiefer von Visperterminen als mehr oder weniger tief einstechende Mulden erscheinen, wie dies Beilage II, Profil I, zur Darstellung bringt. Die direkte Verbindung der Vorkommen von Unter Brunnen und Hohbiel folgt aus der allgemeinen Lage der Casannaschiefer an dieser Stelle, während sich die Konstruktion des Luftsattels zwischen Hohbiel und Gerstern auf das Fehlen von Triasquarziten und Bündnerschiefer stützt. Die *Antiklinale von Visperterminen* muss demnach als ein Bündel dreier isoklinaler Falten betrachtet werden.

γ. Die *graphitführenden Schiefer* am Rande der Teilantiklinale von Unter Stalden sind an der *Waldliere über Ober Stalden* aufgeschlossen. Es sind wildgefaltete, vollständig schwarze, graphithaltige Quarzphyllite, die oft grössere Graphitknollen enthalten. Das Hangende bilden Epidotalbitgneise, im Liegenden erscheinen Bündnerschiefer. An der südlichen Peripherie der Antiklinale ist der Kontakt der saiger stehenden, Ost-West streichenden Gneise mit den Kalkschiefern, die ein steiles Einfallen gegen Süden erkennen lassen, im *Steinbruch zwischen Unter und Ober Stalden* aufgeschlossen. Die kohligen Schiefer zwischen Gneisen und Kalkphylliten sind hier nur in einer 1 m mächtigen Schicht graphitführender Kalkschiefer entwickelt; senkrecht zum Schichtstreichen an dieser Stelle, 250 m südlich am *Weg Unter Stalden-Hinter Stalden*, sind dieselben graphitführenden Schiefer anstehend, sie gehen nach dem Liegenden in die normalen graphitischen Quarzphyllite über, die sonst an der Grenze der hier nicht sichtbaren Gneise auftreten. Im Hangenden sind die kohligen Schiefer auch hier von Kalkphylliten und diese von Grünschiefern überlagert; ganz analog dem Vorkommen zwischen Unter und Hinter Stalden. Diese beiden Aufschlüsse lassen einen *nordnordwestlich streichenden Querbruch* vermuten, längs welchem der obere, östliche Teil der Antiklinale von Unter Stalden gegen Norden geschoben wurde.

Ein interessantes Vorkommen kohliger Schiefer, das anscheinend ebenfalls zur Peripherie der Antiklinale von Unter Stalden gehört, findet sich am *Talweg Visp-Neue Brücke* wenig *südlich des Staldbachs*. Die kalkhaltigen, graphitführenden Schiefer in einer Mächtigkeit von zirka 3—4 m lagern hier inmitten unzweifelhaft triassischer Gesteine (vgl. Fig. 2). Der hangende Marmor verschwindet nach oben unter Schuttbedeckung, ohne dass ein Kontakt mit den höher oben am Hang anstehenden Epidotalbitgneisen zu beobachten wäre. Während die graphitführenden Schiefer rasch auskeilen, lässt sich der Quarzitphyllit, nach unten in weissen, massigen Quarzit übergehend, der durch Sericitquarzit-schiefer von den Kalkphylliten getrennt ist, bis über den Weg Hohbrunnen-Unter Stalden verfolgen. Die eigentliche Lage dieser graphitischen Schiefer zwischen triassischem Quarzitphyllit und Marmor

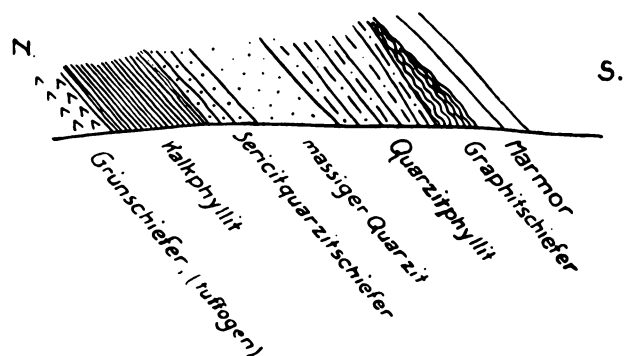


Fig. 2. Profil am Talweg südlich des Staldbaches.

lässt fast mit Sicherheit auf ein *triassisches Alter* der *kohligen Schiefer* selbst schliessen. Im Wallis sind von *M. Lugeon* schon früher triassische Kohlen aus der Umgebung des Dorfes Morcles signalisiert worden (Lit. 43, S. 2).

Für die *Zugehörigkeit* der hier umschriebenen *Zone* von *Unter Stalden* zu derjenigen von *Visperterminen* spricht nicht nur die petrographische Übereinstimmung der die beiden Zonen hauptsächlich aufbauenden Sericitallbitschiefer, sondern auch die graphitführenden Schiefer, welche in Verbindung mit beiden Regionen auftreten. Ich halte die Zone von Unter Stalden für eine von unten auftauchende Antiklinale, eine «*digitation*» der Teilantiklinale von Visperterminen.

b. Die *graphitführenden Schiefer* der *Region Gspon-Törbel* erscheinen in zwei vollständig getrennten Zonen. Die *erste, peripherische*, begleitet die Bernharddecke an der Grenze gegen die mesozoischen Schichten; die *zweite, innere Zone*, liegt stratigraphisch tiefer, also tektonisch höher in der Bernharddecke, inmitten der Sericitallbitschiefer.

a. Die *peripherische Zone* besteht aus *Graphitgneisen*, *Graphitquarziten* und *graphitischen Tonschiefern*; sie bildet die Grenze zwischen den Kalkschiefern der Magenhornmulde und den Sericitallbitschiefern der Bernharddecke; vom Gamsertal (vgl. Beilage III) lässt sich die Zone über Sädelti, durch den Rohrbachtobel auf das linke Vispufer bei Ackersand und bis hinauf nach Im Aesch verfolgen.

Das vollständigste Profil durch diese Zone wurde beim Bau einer *Umgehung des Rohrbachs* für den erwähnten Zuleitungsstollen des Kraftwerkes «*Ackersand*» erschlossen (vgl. Fig. 3). Prof. *A. Buxtorf* hat dasselbe genau verfolgt und anhand seiner Beobachtungen und der von ihm gesammelten Gesteinsproben lässt sich folgendes aussagen: Eine 27 m mächtige Serie vollständig schwarzer, graphitführender Quarzitphyllite mit Albitgehalt, zum Teil eigentliche Graphitgneise, die durchwegs stark gequält und von zahlreichen mit Graphit überzogenen, spiegelnden Rutschflächen durchsetzt sind,

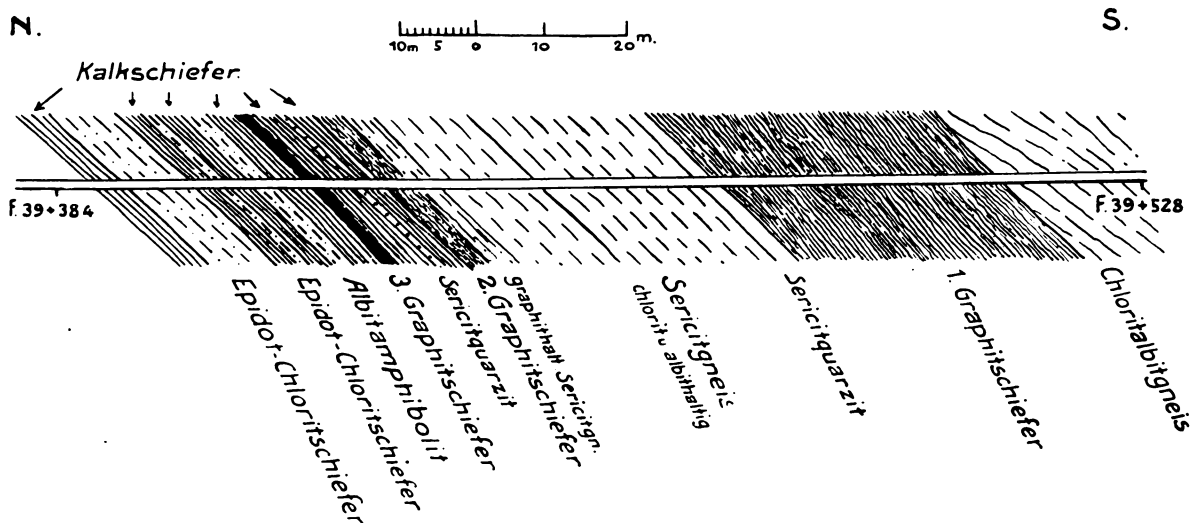


Fig. 3. Profil durch den Gneis-Kalkschieferkontakt im Rohrbachumgehungsstollen.

werden scheinbar diskordant von Chloritalbitgneis überlagert. Diese Diskordanz halte ich nicht für primären Ursprungs, sie dürfte bei der Gebirgsbildung entstanden sein, indem die graphitführenden Schiefer dabei als Gleithorizont funktionierten. Ihr Quarzgehalt scheint gegen die Untergrenze zuzunehmen; es entstehen graphitische Sericitquarzitschiefer, die durch den Verlust des Kohlenstoffs in weisse, schiefrige Sericitquarzite übergehen; sie zeigen eine Mächtigkeit von 2 m. Das Liegende der Quarzite bildet eine Serie 30 m mächtiger Sericitgneise, die einen konstanten, aber quantitativ stark wechselnden Chloritgehalt aufweisen. Einzelne quarzreiche Partien alternieren mit solchen, bei denen der Albit vorwiegt. Gegen die Basis nimmt der Graphitgehalt zu, es entstehen graphitführende Sericitgneise, zum Teil eigentliche Graphitgneise. Sie werden von einer *zweiten Serie* 1½ m mächtiger *Graphitschiefer* unterteuft. Sie bestehen aus schwarzen, intensiv gefältelten, zum Teil mylonitartigen Quarzitallbitschiefern; der starke Graphitgehalt gibt sich in einzelnen Graphitnestern und zahlreichen schwarzen,

spiegelnden Flächen zu erkennen. Unter diesen zweiten Graphitschiefern folgen wenig mächtige, marmorisierte Kalkphyllite, die nach unten mit einer Bank von Sericitquarzit abschliessen. Es folgen nun nach dem Liegenden normale Kalkschiefer, die einen *dritten Graphitschieferzug* einschliessen. Diese kohligen Schiefer unterscheiden sich von den beiden anderen Zonen durch die viel geringere mechanische Deformation, und vor allem sind sie stark kalkhaltig. Dieser Kalkgehalt, in Verbindung mit der Lagerung inmitten der Kalkschiefer, deutet darauf hin, dass die Graphitschiefer zu den mesozoischen Kalkphylliten gerechnet werden können. Die Kalkphyllite selbst sind sehr wahrscheinlich triassischen Alters (vgl. S. 111 und 118), so dass wir hier ein zweites Vorkommen *triassischer kohliger Schiefer* im Vispertal zu registrieren hätten (vgl. Fig. 2, S. 91). Im Liegenden dieser kohligen Schiefer setzen wiederum Kalkphyllite ein, die eine Linse von *Albitamphibolit* umhüllen. Nur wenige Meter mächtige Bündnerschiefer trennen diesen Amphibolit von einer schmalen Einlagerung von *Epidotchloritschiefer*, die wahrscheinlich ursprünglich im Zusammenhang mit der grossen *Linse von Epidotchloritschiefer* steht, von der das Lager nur durch eine 2 m mächtige Kalkschieferserie getrennt ist. Die eingehende Beschreibung dieser drei Vorkommen von Grünsteinen findet sich unter dem Abschnitt Grünschiefer.

Aus der gleichen Zone stammt das Profil Fig. 4, wie es im *Breiterbach südlich Arbegge* in 1800 m Höhe aufgeschlossen ist.

Eine 2 m mächtige Serie graphitischer Schiefer mit zahlreichen Quarzitlinsen wird von schiefrigem Sericitquarzit überlagert, der durch einen massigen Quarzit von grünlichem Albitgneis getrennt wird. Die Gesamtmächtigkeit der Quarzitgesteine beträgt $1\frac{1}{2}$ m. Das Liegende der graphitischen Schiefer bilden feinschieferige, glimmerreiche Kalkschiefer der Magenhornmulde. Die carbonischen Schiefer des Breiterbaches können mit dem zweiten Graphitschieferzug im Rohrbachstollen parallelisiert werden. Von der grossen Masse des ersten Graphitschieferzuges ist im Breiterbach nichts zu bemerken, sie scheinen lateral rasch in normale Sericitquarzite überzugehen.

Die auf dem linken Vispufer bei *Ackersand* erschürften Graphitschiefer gehören ebenfalls dieser Zone an. Sie sind in einer Mächtigkeit von 5–6 m durch einen Anbau erschlossen. Die Graphitschiefer sind graphitreiche, albitführende Quarzitphyllite, welche die Merkmale intensivster Fältelung und Quetschung aufweisen; sie zerfallen beim Anhauen in kleine, linsenförmige Stücke, die von glänzenden Graphithäutchen eingehüllt sind. In den Biegungen der Fältelungen ist oft fast reiner, blättriger Graphit enthalten. Das direkt Liegende der kohligen Schiefer ist hier nicht aufgeschlossen, dagegen trifft man etwas tiefer Sericitquarzite und Sericitgneise ähnlich denjenigen im Rohrbachstollen unter dem ersten Graphitschieferzug. Ich stehe nicht an, die graphitführenden Schiefer von Ackersand mit jenem ersten Zug graphitischer Schiefer im Rohrbachstollen zu parallelisieren; das Fehlen der Kalkschiefer im Liegenden der kohligen Schiefer bei Ackersand findet dadurch ebenfalls eine Erklärung.

Ein *weiterer Aufschluss in der peripherischen Zone* wurde im Aeschengraben oberhalb *Im Aesch* angetroffen, es handelt sich hier um *Graphitgneise*, die den normalen Sericitquarziten in geringer Mächtigkeit eingelagert sind.

Zwischen *Im Aesch* und *Ackersand* finden sich in stark zerrütteter Lagerung solche graphitführende Gneise im Sackungsgebiet der Mährenfälle.

β. Die innere Zone der graphitführenden Schiefer in der Region *Gspon-Töbel* besteht ebenfalls aus *Graphitgneisen* und *Quarziten*, dazu treten aber *graphitische Tonschiefer* und *Spuren von Anthrazit*. Die Zone zieht sich inmitten der Sericitquarzite der Bernhardecke von *Ober Sädelti* nach der sogenannten *Gsponfluh* (Felswand nördlich Gspon, vgl. Beilagen I und III) und weiter nach der Loka-

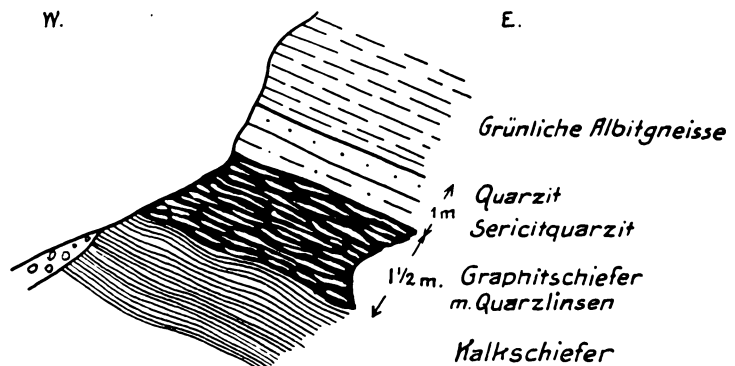


Fig. 4. Profil durch die Graphitschiefer im Breiterbach.

Serie graphitreicher Quarzitphyllite unterlagert, an deren Basis ein grüner Sericitgneis erscheint. Die graphitreichen Schiefer treten nur linsenförmig auf, sie keilen gegen Norden und Süden rasch aus.

Westlich über Im Aesch, 1230 m hoch, fand sich eine weitere Linse dieser graphitführenden Schiefer inmitten einer mehrere Meter mächtigen Zone von Graphitgneisen.

Im Jahre 1918 wurden für eventuelle Ausbeutung Vorkommen von Anthrazit bei Ackersand und Gspon signalisiert und angeschürft. Im Auftrage des «Bergbaubureau» und der «Apaval» wurde das

Auftreten von anthrazitführenden Schichten im Vispertal von Prof. H. Preiswerk und A. Werenfels untersucht und beschrieben¹⁾. Der nachgewiesene Anthrazit erwies sich aber qualitativ und quantitativ ungenügend für technische Verwendung. Proben von der Gsponfluh enthielten nach unserer Bestimmung 43 % Asche, solche von Ackersand sogar 90 %. Die Resultate der genannten Untersuchungen wurden verwertet von C. Schmidt (Lit. 48, S. 107/108).

In petrographischer Hinsicht besteht zwischen den kohleführenden Schieferen beider Zonen der Casannaschiefer kein Unterschied. Die sogenannten *Graphitgneise* stimmen nach Struktur und Mineralbestand mit den beschriebenen Sericitalbitschiefern, denen sie angehören, überein. Charakteristisch ist das gehäufte Auftreten des Graphits: in den weniger kohlenstoffreichen Gesteinen ist der Graphit hauptsächlich in den Albit eingelagert, bei Zunahme der kohligen Substanz erscheint der Gra-

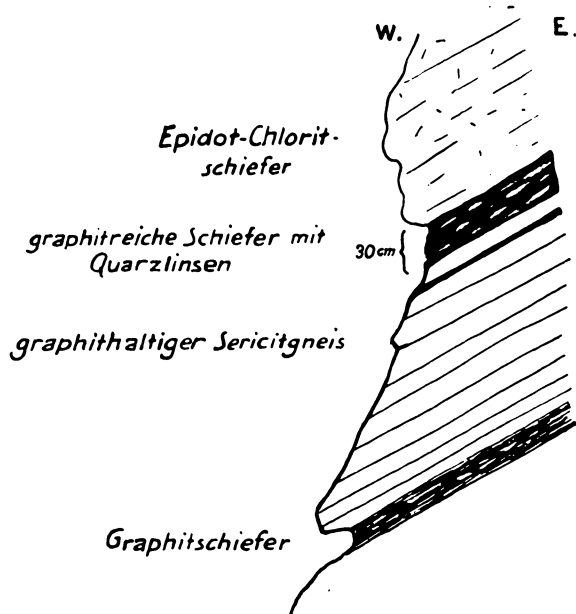


Fig. 8. Profil der Graphitschiefer in der Fluh.

phit in unregelmässigen Schüppchen mit Glimmer und Chlorit vermengt, um endlich in zusammenhängenden Häutchen einen Belag auf den Schieferungsflächen zu bilden. Ähnlich wie in diesen «Graphitgneisen» erscheint die kohlige Substanz auch in «Graphitphylliten» und «Graphitquarziten», die sich durch ihre ausgesprochene mechanisch schiefrige, oft auch deutlich mylonitische Textur auszeichnen. Charakteristisch für diese Gesteine ist ferner ein konstanter Gehalt an Plagioklas.

Die chemische Untersuchung des Graphites zeigt, dass er in diesen Gesteinen in Form des *Graphitits* auftritt (Rosenbusch, l. c., S. 77). Die Reaktion von L. Staudenmaier (Doelter²⁾, S. 58) führte nicht zum Nachweis der Graphitsäure; da sich das zu untersuchende Pulver überhaupt nicht löste, kann es sich nach M. Berthelot (Doelter²⁾, S. 58) auch nicht um amorphen Kohlenstoff handeln. Der von W. Luzi (Doelter²⁾, S. 77) angegebene Versuch zum Nachweis des Graphits ergab gleichfalls ein negatives Resultat. Es blieb nun noch zu prüfen, ob der Kohlenstoff nicht in Form von Anthrazit aufträte; es wurde dazu das Verfahren von E. Donath (Doelter¹⁾, S. 60) eingeschlagen.

Das Pulver ist in konzentrierter HNO_3 unlöslich; natürlich stellte sich die für Anthrazit charakteristische braunrote Färbung auch nicht ein. Die mit Natriumsulfit hergestellte Schmelze ergab nach der Auslaugung mit Wasser und Prüfung mit Bleiazetat keine Bildung von Schwefelblei, das als sicheres Anzeichen für Anthrazit, Stein-, Braun- oder Holzkohle gilt. Da weder der Nachweis von amorphem C, von eigentlichem Graphit noch von Anthrazit oder einer andern Kohle gelang, kann es sich wohl nur um *Graphitit* handeln.

Im Durchschnitt beträgt der Kohlenstoffgehalt der graphitischen Schiefer im Vispertal 9,6 %. Dieser Wert wurde durch Glühverlust in einer carbonatfreien Probe festgestellt, die aus 48 Handstücken sämtlicher Vorkommen des Gebietes gewonnen worden war. Eine Probe gewöhnlichen Graphit-

¹⁾ Gutachten an Apaval. Geologischer Bericht über Anthrazitvorkommen der Umgebung von Stalden im Vispertal (Wallis) von Prof. H. Preiswerk. Mit 2 Beilagen. 31. August 1918.

²⁾ C. Doelter. Handbuch der Mineralchemie. Bd. I. T. Steinkopf. Dresden und Leipzig 1912.

schiefers von Hohbord ergab einen Kohlenstoffgehalt von 7,9 %; eine solche der graphititreichen Schiefer aus der Schurfstelle bei Ackersand wies einen Kohlengehalt von 9,1 % auf. Die Prüfung des Anthrazits von Gspon zeigte einen Gehalt von 56,7 % an brennbarer Kohle.

3. Hornblendeschiefer.

Zahlreiche Vorkommen von Hornblendeschiefer sind schon *H. Gerlach* (Lit. 1, S. 93) aus der Bernhardzone bekannt gewesen. Er erwähnt solche von geringer Ausdehnung auch aus der Gegend von Stalden, ohne aber ihre Lage im Text oder auf der Karte näher zu präzisieren. Grössere Lager von Amphiboliten fanden sich in den Berisalschiefern östlich des Simplonpasses, von wo sie von *C. Schmidt* und *H. Preiswerk* (Lit. 18, S. 14) näher beschrieben wurden. Später ist von *E. Argand* bei Agarn westlich Turtmann ebenfalls ein grünschieferähnliches Gestein aus den Casannaschiefern beschrieben worden (Lit. 93, S. 748).

Die Hornblendeschiefer im Vispertal bilden teilweise das direkte Hangende der beschriebenen innern Zone kohligter Schiefer. Es fanden sich aber nirgends Anzeichen einer kontaktmetamorphen Umwandlung von Anthrazit in Graphit, was nach *P. Termier* (Lit. 15, S. 11) die einzige Wirkung der Kontaktmetamorphose darstellt, die im Gebiet der Zone des Briançonnais beobachtet werden kann.

Die fünf neu aufgefundenen Vorkommen von Hornblendeschiefer im Vispertal sind im folgenden näher beschrieben.

Südlich der Häuser von Resti (am Weg von Stalden nach Eisten, vgl. Tafel I, III) berührt der Weg das südliche Ende einer Linse, die gegen Norden am Hang aufwärts zirka 500 m weit zu verfolgen ist.

Die grosse Hauptmasse der Linse (vgl. Fig. 9) besteht aus gleichmässig lichtgrün gefärbtem *Epidotchloritschiefer* von durchaus massigem Habitus. Haupt- und Querbruch sind kaum zu unterscheiden. Die Hauptkomponenten sind *Epidot*, *Albit* und *Chlorit*. Quantitativ überwiegt der Epidot die übrigen Gemengteile weit; er wurde an einem Schnitt, zirka parallel (100) mit austretender positiver, spitzer Bisektrix, als optisch negativer *Pistazit* bestimmt. Das Mineral tritt in Schuppen und grössern, nach der Basis tafeligen Individuen auf. Hin- und wieder können Umrandungen des hoch doppelbrechenden *Pistazit* mit einem niedriger doppelbrechenden Epidot, wahrscheinlich *Klinozoisit*, beobachtet werden. Auch unregelmässige Durchdringungen beider Mineralien treten auf. Der *Albit* wurde an Schnitten senkrecht c mit einer durchschnittlichen Auslöschungsschiefe von 24° und an solchen senkrecht a mit einem Auslöschungswinkel von $21,5^{\circ}$ bestimmt. Es entspricht dies einem Anorthitgehalt von 0—2 %. Der *Albit* tritt in grössern Partien auf, bestehend aus kleinen, rundlichen Körnern, die buchtig ineinandergreifen. Sie zeigen Einschlüsse von Epidot, Titanit und Chlorit. Zwillingslamellierung ist selten, es werden nur Zweihälfter nach dem Albitgesetz beobachtet. *Chlorit* tritt häufig vermengt mit einer hellgrünen, strahlsteinartigen, kaum pleochroitischen *Hornblende* auf, die wohl als Reste des ursprünglich amphibolreichen Gesteins aufgefasst werden können. Als weiterer Nebengemengteil findet sich häufig *Titanit*, er steht oft in Verbindung mit einem schwärzlichen, äusserst feinkörnigen Aggregat, aus dem er durch

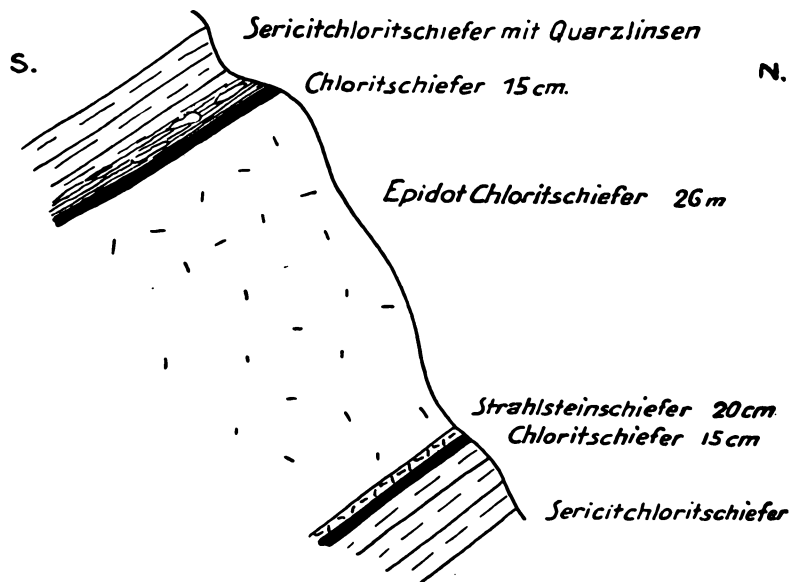


Fig. 9. Profil durch die Amphibolitlinse südlich Resti.

Sammelkristallisation hervorgegangen sein dürfte. Kleine Schüppchen von *Biotit* treten ganz vereinzelt auf.

Die *Struktur* ist *granoblastisch*, die *Textur* *massig* bis *undeutlich schiefbrig*.

Ein ähnliches Gestein liegt im *Epidotchloritschiefer* von Hohbord (vgl. Tafel I und III und Fig. 8), S. 96) vor. Es weicht vom vorigen Typ insofern ab, als hier Albit und Chlorit unter den Hauptkomponenten überwiegen. Der *Chlorit* zeigt keine Auslöschungsschiefe, häufig blaue Interferenzfarben, was auf *Pennin* schliessen lässt. Die *Struktur* ist gleichfalls *granoblastisch*; aber im Gegensatz zum Epidotchloritschiefer von Resti zeigt hier der Albit ausgeprägte Siebstruktur. Im Handstück ist das Gestein körnelig, vollständig massig; unter dem Mikroskop gibt sich die Textur als granoblastisch zu erkennen.

Einen hornblendereichereren Typus stellt der *Albitamphibolit* dar, der südlich Törbel am Mühlebach (vgl. Tafel I und III) in einer kleinen Linse ansteht. Ihre Hauptmasse besteht aus einem dunkelgrünen, massigen Gestein. Unter dem Mikroskop erkennt man als *Hauptgemengteile*: Hornblende, Albit und Chlorit. Als *Neben- und Übergemengteile* erscheinen: Titanit, Leukoxen, Epidotmineralien, Sericit, Biotit, Rutil und Erz.

Die *Hornblende* erscheint in prismatisch begrenzten Individuen, die fast ausnahmslos mit ihrer Längsachse parallel der Schieferungsebene orientiert sind. Der Pleochroismus ist schwach:

$$\begin{array}{ccccc} c & > & b & > & a \\ \text{blaugrün} & & \text{bräunlichgrün} & & \text{lichtgrün.} \end{array}$$

Der Winkel $c : c$ beträgt im Maximum 22° , der optische Charakter ist positiv.

Der *Albit* tritt in Nestern auf, deren einzelne Individuen zahnartig ineinandergreifen und fast keine Einschlüsse zeigen. Die Auslöschungsschiefe an Schnitten $\perp c$ ergaben im Durchschnitt 21° ein solcher $\perp a$ 15° Auslöschungsschiefe, was einem Albit mit 3–5 % An entspricht.

Der deutlich pleochroitische *Chlorit* tritt hauptsächlich als Umwandlungsprodukt der Hornblende auf, in die er längs den Spaltflächen eindringt. Es können aber auch grössere weiss-schuppige Aggregate beobachtet werden, die kleine Reste von Hornblende, seltener auch Biotitindividuen enthalten.

Titanit tritt sehr häufig im ganzen Schliff regelmässig verteilt auf; meistens in Form von spindelförmigen Körnern. Auffallend ist der kleine Axenwinkel und die starke Dispersion $\epsilon > \nu$. Der optische Charakter ist positiv. Häufig umrandet der Titanit schön entwickelte Rutilkriställchen, die ihrerseits einen Magnetitkern enthalten. Auch hier findet sich der Titanit hin und wieder am Rande eines feinkörnigen, erdigen Aggregates, aus dem er durch Sammelkristallisation hervorgegangen sein dürfte.

Epidotmineralien sind nur in ganz untergeordneten Mengen vorhanden, das gleiche gilt für *Sericit*, *Biotit* und *Hämatit*.

Interessant ist das Auftreten von *Calcit*, der in Verbindung mit *Albit* als Ausfüllung feiner Klüfte erscheint, die das Gestein senkrecht zum Hauptbruch durchsetzen.

Die *Textur* kann als undeutlich *kristallisationsschiefbrig* bezeichnet werden; die *Struktur* ist *granoblastisch*, mit Spuren der Kataklyse, aber ohne Reliktstrukturen.

Am Rande der Amphibolitlinse stellen sich reine Strahlstein-, zum Teil auch Chloritschiefer ein.

Am Rande der Bernharddecke bei Sisetsch unterhalb Zeneggen fand sich ein dunkelgrüner, stark *sericit-* und *chlorithaltiger Hornblendeschiefer*, der gleichfalls deutlich geschiefert ist, aber im Gegensatz zum Amphibolit vom Mühlebach makroskopisch keine Amphibolnadelchen erkennen lässt.

Bei Moorackern, auf dem linken Ufer des Staldbaches, tritt ein deutlich geschieferter *Albit-Amphibolit* auf, mit grossen Pyritporphyroblasten am Rande der Gneise von Visperterminen. Auch er bildet das Liegende des randlichen Graphitschieferzuges, der ihn von den Bündnerschiefern trennt. Die grosse Ähnlichkeit des Gesteins mit mesozoischen Grünschiefern lässt es fraglich erscheinen, ob dieser Amphibolit als ursprüngliche Einlagerung der Casannaschiefer zu betrachten sei.

Nach dem Mineralbestand, Analysen stehen nicht zur Verfügung, gehören diese Amphibolite der Bernhardzone zur Ordnung der *Epiamphibolite Grubenmanns* (l. c., Bd. II, S. 92). Nach diesem Autor weist der Chemismus dieser Epiamphibolite auf eine Entstehung aus gabbroidem oder basisch-

dioritischem Magma hin, auch eine solche aus dolomitischen Tonmergeln ist nicht ganz ausgeschlossen. Die Amphibolite des Untersuchungsgebietes halte ich für Orthogesteine.

4. Alter und tektonische Stellung der Casannaschiefer.

Aus unserer Untersuchung ergibt sich, dass in den zur Bernharddecke gehörenden kristallinen Schiefern (Casannaschiefer) graphit- und anthrazitführende Varietäten verbreitet sind, die durch vertikale wie auch durch laterale Übergänge mit den kohlefreien Schiefern verbunden sind, derart, dass beide Varietäten einer geologischen Einheit angehören. Das geologische Alter und die tektonische Stellung dieser Schiefer ist eingehender zu diskutieren.

Die *kohleführenden Schiefer der Region des Vispertals bis zum Simplon* stellen nicht die direkte Fortsetzung des *Carbons* von Turtmann dar, welches ich als das östliche Ende der als mittleres Westphalien bis unteres Stephanien sichergestellten carbonischen Sedimente der «zone interne» (zone axial du Briançonnais) betrachte (C. Schmidt, Lit. 48, S. 49). Wohl weisen die vom Verfasser neu aufgefundenen Aufschlüsse graphitischer Ton- und Quarzphyllite, die sich am Hohkastler und im Mühlebach (westl. Zeneggen) zwischen die Bündnerschiefer und den triassischen Quarzit einschalten, auf einen gewissen Zusammenhang beider Gebiete hin; allein die Unterschiede in petrographischer Ausbildung und geologischer Stellung der carbonischen Tonschiefer und Quarzite mit Anthrazitflötzen von Turtmann und der graphitführenden kristallinen Schiefer des Vispertales sind so gross, dass die beiden Vorkommen kohligter Gesteine nicht als identisch und in direkter Verbindung stehend aufgefasst werden können.

C. Schmidt und H. Preiswerk (Lit. 18, S. 17) haben zuerst das *carbonische Alter* der *kohligen Schiefer der Region Visp-Simplon* postuliert, auf Grund ihrer Stellung zwischen den Berisalgneisen und den mesozoischen Bündnerschiefern, welche die von diesen Autoren entdeckten graphitführenden Phyllite im Rohrbach und an der Wänge östlich der Simplonpasshöhe tatsächlich zeigen. Die vorstehend beschriebenen, neu aufgefundenen graphit- und anthrazitführenden Schiefer im Vispertal zeichnen sich aber vor allem durch den mehrfach beschriebenen allmählichen Übergang in die Gneise und Glimmerschiefer der Bernharddecke aus, so dass sich zwischen beiden Schichtgliedern kaum eine scharfe Grenze ziehen lässt. Dieser allmähliche Übergang manifestiert sich auch in dem ständigen Plagioklasgehalt der graphit- und anthrazitführenden Schiefer des Vispertales, der im Gegensatz zu den feldspatfreien carbonischen Schichten der «zone interne» steht. Nach dem unzweifelhaft genetischen Zusammenhang der *Sericitalbitschiefer* mit den kohligen Schiefern sind beide unbedingt gleichaltrig und die Kohlenführung weist auf *carbonisches Alter*. Es erscheint nicht ausgeschlossen, dass sich am Aufbau der Casannaschiefer im Vispertal auch präcarbonische Paragneise beteiligen, doch ist es bis jetzt unmöglich, sie petrographisch oder tektonisch von der Hauptmasse der carbonischen zu trennen. Übergänge von Triasquarzit oder rosagefärbten permischen Konglomeraten in die Casannaschiefer, wie sie E. Argand (Lit. 28, 38, S. 166 und 177) erwähnt, finden sich im Vispertal nicht, so dass der Anteil triassischer und permischer Sedimente am Aufbau der kristallinen Paragesteine der Bernharddecke im Untersuchungsgebiet fraglich erscheint.

Vom *Carbon der «zone interne»*, wie es zwischen Turtmann und dem Val de Bagnes auftritt, unterscheidet sich das *Carbon des Vispertals* durch das vollständige Fehlen von Konglomeraten, Sandsteinen und Dachschiefern, ferner durch das nur ganz untergeordnete Auftreten von triassischen Sedimenten in Verbindung mit den carbonischen. Ähnliche facielle Verhältnisse wie im Vispertal stellen sich in der «zone axial» westlich des Val de Bagnes ein. Im Val d'Entremont, am Grossen St. Bernhard, im Aostatal und in der Gegend von St. Remy bieten die Casannaschiefer ebenfalls indirekten Kontakt mit dem Carbon, dort finden sich allmähliche Übergänge zwischen beiden Serien, wobei sich Graphitgneise ähnlich denjenigen des Vispertales einstellen (vgl. H. Gerlach, Lit. 2, S. 114). Die Fortsetzung dieser graphitischen Casannaschieferzone nach Süden im Kontakt mit dem Carbon des Briançonnais hat M. Bertrand (Lit. 6, S. 115) beschrieben; sie erscheint im Val Grisanche am Mt. Pourri sowie am Kleinen Mt. Cenis und steht in direktem Zusammenhang mit den Gneisen der Vanoise, wo schon früher P. Termier (Lit. 5) der Nachweis permischer Gneise gelungen war. P. Termier (Lit. 12, S. 965) fasst

diese ganze Zone der zum Teil graphithaltigen Glimmerschiefer und Gneise später unter dem Begriff der «série cristallophyllienne B» zusammen und nennt sie entsprechend ihrem permocarbonischen bis untertriassischen Alter «série compréhensive». Diese Serie erscheint aber nicht nur in der umschriebenen Stirnregion der Bernharddecke, sondern *P. Termier* (Lit. 12, S. 964) zählt die graphitischen Gneise der Umgebung von Rhêmes-St. George (vgl. *N. Pellati*, Lit. 13, S. 87) dazu, die nach *E. Argand* (Lit. 31, Pl. II) zur Rückstauafalte von Valsavaranche gehören; ferner wird die «zona graphitica» der italienischen Geologen im Massiv der Dora Maira von *P. Termier* zu dieser Serie gerechnet. Die «zona graphitica» muss nach *E. Argand* (Lit. 31, Pl. II) zur Wurzelregion der Bernharddecke gezählt werden. Es kann wohl kein Zweifel bestehen, dass diese «série cristallophyllienne» *Termiers* auch die graphitführenden Gneise und Glimmerschiefer des Vispertales in sich schliesst. Entsprechend ihrer geologischen Stellung im verkehrten Schenkel der Bernharddecke, in beträchtlicher Entfernung von ihrer ursprünglichen Stirne, kann es sich aber nach meiner Auffassung nicht um ein Analogon der graphitreichen Gneiszone Grosser St. Bernhard-Kleiner Mt. Cenis handeln, die zum normalen Schenkel der Decke gehört. Das gleiche gilt für die graphitführenden Gneise von Valsavaranche, deren Fortsetzung gegen Osten im Wallis wahrscheinlich im obern Val de Bagnes im südlichen Teil der sogenannten «coupole de Boussine» (vgl. *E. Argand*, Lit. 31, Pl. I, IV) angetroffen wird, wo von *H. J. Tschopp*¹⁾ Graphitoid-Phyllite beschrieben wurden. Die Zone wird nochmals in der Umgebung von Zermatt angetroffen, indem hier die Gneise der Bernharddecke an der Grenze gegen das hangende Mesozoikum des Substratums der Dent Blanche-Decke stark graphitführend werden (vgl. *E. Argand*, Lit. 21; Lit. 31, S. 750). Im Gegensatz zu diesen Vorkommen graphitischer Gneise im normalen Schenkel der Bernharddecke steht die «zona graphitica», die entsprechend ihrer Zugehörigkeit zur Wurzelregion der Decke (vgl. *E. Argand*, Lit. 31) auch die Graphitgneise des liegenden Schenkels umfasst und demnach sowohl aus tektonischen Gründen als auch infolge der weitgehenden petrographischen Übereinstimmung (vgl. *S. Franchi et V. Norvarese*, Lit. 7; *V. Norvarese*, Lit. 9 und 10) am ehesten mit den graphit- und anthrazitführenden Gneisen des Vispertals in Verbindung gebracht werden kann.

Mit den graphitisch-kristallinen Schiefern des Vispertales sind auch zu vergleichen analoge Bildungen auf der Südseite der Schweizeralpen. Graphitische Einlagerungen finden sich in den Gneisen des Monte Cenere bei Medeglia, und ferner erscheinen graphitische Glimmerschiefer in breiter Zone am Agnoarm des Luganersees und weiter südwestlich zwischen Orta und Val Sesia. (Vgl. *C. Schmidt*, Lit. 48, S. 115.)

C. Mesozoische Gesteine.

1. Quarzite, Dolomite, Kalke und Gips der Trias.

Die typischen Vertreter der westalpinen triassischen Sedimente sind im Vispertal nicht sehr stark entwickelt. Die Einteilung

- b) obere Trias = Dolomit, Marmor und Gips
- a) untere Trias = Quarzit

kann sich hier nur auf Analogien stützen (*C. Schmidt* und *H. Preiswerk*, Lit. 18; *E. Argand*, Lit. 21; *Kilian et Révil*, Lit. 22), da im ganzen Vispertal nirgends ein vollständiges Profil zu beobachten ist. Der Quarzit erscheint als zusammenhängender Horizont nur südlich und westlich Zeneggen; es handelt sich um das östliche Ende der sogenannten «Grenztrias», des Carbons der zone interne (vgl. *C. Schmidt*, Lit. 48). Im Vispertal selbst fehlt der Quarzit fast vollständig, häufiger findet sich dagegen die obere Trias; ihre Sedimente treten hauptsächlich am Rande der Gantergneisantiklinale auf, während sie die Bernharddecke nur in spärlichen Vorkommen begleiten.

Neben diesen typischen triassischen Gesteinen zähle ich auch gewisse basale Horizonte der Bündnerschiefer samt den ihnen eingelagerten tuffoiden Ophioliten zur Trias. Sie werden im folgenden Abschnitt mit den Kalkphylliten besprochen werden, von denen sie lithologisch nur schwer und geologisch überhaupt nicht zu trennen sind.

¹⁾ *H. J. Tschopp*. Die Casannaschiefer des obern Val de Bagne (Wallis). Dissertation, Basel 1920, Manuskript. Anm. b. d. Korr. Erschienen in *Eclog. Geol. Helv.* Vol. XVIII, Nr. 1, 1923.

a) Untere Trias.

Der *Quarzit* stellt das konstante Glied der westalpinen Trias dar; er wird als das Äquivalent des mittlern Buntsandsteins betrachtet.

a) Der *Quarzit der Zone Turtmann-Zeneggen* erreicht südlich dieser Ortschaft im Aufnahmegebiet seine grösste Ausdehnung. Die Masse besteht aus einem reinen, massigen Quarzit, der nach dem Hangenden in einen grünen, stark sericitischen Quarzitschiefer übergeht. Der letztere zeigt ganz vereinzelt Einlagerungen von bis taubeneigrossen, rosagefärbten Quarzen. Diese Farbe entspricht der «couleur lie de vin» der Franzosen. Sie wird als typisch für Gesteine *permischer Entstehung* betrachtet. Ein allmählicher Übergang dieses Quarzitschiefers in die Casannaschiefer findet aber nicht statt, indem am Weg von Breitmatten nach Burgen (vgl. Tafel III) ein mechanischer Kontakt zwischen beiden Horizonten zu beobachten ist. Die Casannaschiefer erscheinen in der Nähe des Kontaktes stark gequält, zum Teil mylonitisiert, parallel den Schichtflächen treten in grösserer Entfernung Quarzitschnüre auf, die durch Infiltration aus den Quarzitschiefen eingedrungen sind.

β) Die *quarzitische Trias östlich Zeneggen* besteht aus:

1. Den Quarzitgesteinen von Eich. Ein *unterer Zug* findet sich bereits auf der Simplonkarte (Lit. 18) eingetragen. Er besteht aus einem feinschiefrigen, stark druckgerieften *Sericitquarzit*. Der Hauptbruch zeigt einen deutlichen Silberglanz, hervorgerufen durch zahlreiche feine Sericitschüppchen. *Unter dem Mikroskop* erkennt man als Hauptgemengteile: Quarz und Sericit, als Nebengemengteile: *Albit*, Chlorit, Carbonat, Leukoxen und Magnetit.

Der *Quarz* bildet grosse Partien im Schriff, die aus wasserklaren, zahnartig ineinandergreifenden Körnern bestehen, die durchwegs undulöse Auslöschung aufweisen.

Der *Muskovit* ist ein farbloser, feinschuppiger *Sericit*, der im allgemeinen in der Schieferungsrichtung gestreckt erscheint.

Der *Albit* wurde an Schnitten $\perp c$ mit einer Auslöschungsschiefe von 22° und an solchen $\perp a$ mit 17° bestimmt. Der Vergleich der Lichtbrechung des Plagioklases mit dem Quarz ergab, bestimmt nach der Methode von *Becke* (l. c., S. 6) folgendes Resultat:

$$\begin{aligned} & \parallel \text{ Stellung } \alpha' < \omega; \gamma' < \varepsilon, \\ & + \text{ Stellung } \alpha' < \varepsilon; \gamma' < \omega, \end{aligned}$$

entsprechend einem An-Gehalt von 0–16 %.

Der *Albit* tritt relativ häufig in grössern Nestern auf, die aus feinkörnigen, siebstruierten Individuen zusammengesetzt sind. Die Einschlüsse sind hauptsächlich Quarz, untergeordnet Sericit. *Chlorit* mit optisch positiver Hauptzone erscheint hin und wieder mit Sericit verwachsen. *Carbonat* wurde nur ganz vereinzelt nachgewiesen.

Die *Textur* ist *lentikular*. Lange, ausgeschwänzte, *granoblastische Quarzpartien* werden durch dünne *lepidoblastisch* struierte Sericithäute umhüllt. Auch *Rothpletz* kennt diesen Quarzit als «Quarzglimmerschiefer» (Lit. 35, S. 102) und stellt ihn zu den Berisalschiefen.

Ein *oberer Zug* triassischen Quarzitgesteins wurde ferner bei Eich im Liegenden der grossen Serpentinmasse aufgefunden, es ist ebenfalls ein Sericitquarzitschiefer; gegenüber dem vorherigen Typus tritt der Sericit hier etwas zurück, entsprechend erscheint die feine Schieferung auch weniger deutlich; auch Druckriefung ist hier nicht zur Ausbildung gelangt; dagegen weist das Gestein zahlreiche rostbraune Flecken auf, die jedenfalls von verwitterndem Magnetit herrühren und auf eine gewisse Ähnlichkeit mit dem zuerst beschriebenen Sericitquarzitschiefer hinweisen. Fig. 10 zeigt die Lage des Gesteins im Schichtverband, wobei besonders darauf hingewiesen werden muss, dass an der Grenze gegen den Serpentin keinerlei Kontakterscheinungen beobachtet werden konnten.

2. Den Sericitquarzitschiefen von Katzhaus. Sie zeigen eine gewisse Ähnlichkeit mit denjenigen von Eich, allerdings sind sie bedeutend glimmerreicher als jene. Das Hangende ist nicht aufgeschlossen, dagegen erscheinen im Liegenden Grünschiefer, die nach einer wenige Meter mächtigen Lage von Kalkschiefern von einer zweiten Serie Grünschiefer unterteuft werden. *Rothpletz* (Lit. 35, S. 99) bespricht diesen Sporn nördlich Katzhaus eingehend, die hier vorkommenden «Quarzglimmerschiefer» stellt er

zu den Berisalschiefern oder zur Trias; ich halte das letztere für bedeutend wahrscheinlicher, da diese Sericitquarzitschiefer mit den Berisalschiefern von Ober Stalden, zu welchen sie allein in Beziehung gebracht werden können, keine Ähnlichkeit zeigen.

3. Den Quarzitgesteinen östlich der Visp. Am *Talweg Visp-Stalden*, unmittelbar südlich des Staldbaches, steht ein *weisser, massiger Quarzit* an (vgl. Fig. 2, S. 91), der gegen das Hangende in *schiefrigen Sericitquarzit* übergeht. Er zeichnet sich durch eine intensive Fältelung aus und lässt sich am Rande der Gneise von Ober Stalden mehrere 100 m weit verfolgen.

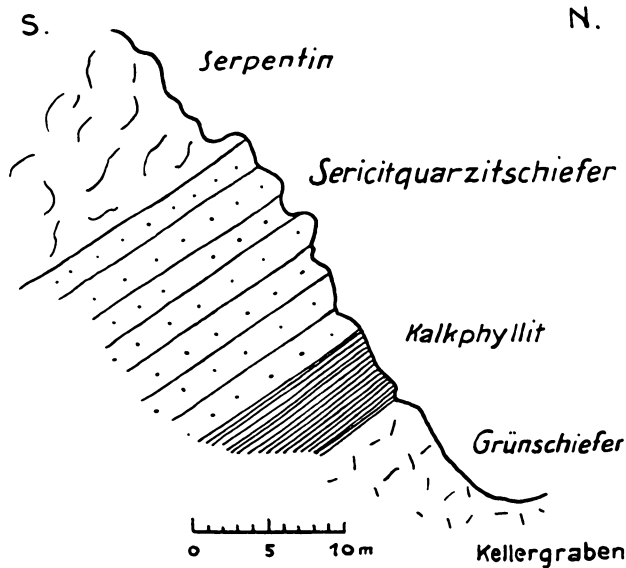


Fig. 10. Profil nördlich Eich.

Die *Teilantiklinale von Visperterminen* wird an ihrer Peripherie nirgends von Quarzit begleitet. Ein *massiger*, weisser oft auch grünlicher Quarzit steht dagegen inmitten des Gneiskomplexes bei Hohbiel an. Er bildet anscheinend das Hangende carbonischer Graphitschiefer. Ich deute den Quarzit als einen Rest der Triashülle der Antiklinalen (vgl. Tafel I, II und III).

Am Rande der *Hauptmasse der Bernharddecke* erscheint im Rohrbach nördlich Staldenried ein *massiger, weisser Quarzit*. Im Rohrbachumgehungstollen (vgl. Fig. 3, S. 92) fand sich ein *schiefriger, grünlicher Sericitquarzit*, in einer Mächtigkeit von 1 m inmitten der Kalkschiefer zwischen den 1. und 2. Graphitschiefern. Er dürfte triassischen Alters sein im Gegensatz zu dem *Chlorit* und *albitreicheren Sericitquarzit*, der sich an der Basis der 1. Graphitschiefer einschaltet; ich halte ihn gleich dem Quarzit im *Breiterbach* eher für carbonisch.

b) **Obere Trias.**

Sie besteht in den Westalpen aus *Dolomit, Marmor, Gips und Rauhwacke*. Unter diesen Ablagerungen erreicht der *Dolomit* im Aufnahmegebiet die weiteste Verbreitung.

a) Aus der *Zone westlich Zeneggen* sei hier nur eine *Gipsbreccie* erwähnt, die sich an der Basis des Quarzites an der Grenze gegen die Bündnerschiefer einstellt. Sie wurde südlich über Alpenried und im Laubbach angetroffen. Das Gestein zeigt im Handstück eine auffallende Ähnlichkeit mit einer *Anhydritbreccie*, die Prof. C. Schmidt in einem Stollen bei Chippis aufgefunden hatte.

β) Die *Zone östlich Zeneggen* teile ich in das Gebiet westlich und östlich der Visp.

1. Westlich der Visp findet sich direkt östlich Zeneggen am nördlichen Ende der grossen Serpentinmasse ein grösseres *Dolomitvorkommen* (vgl. Tafel I und III). Ein grauer *Dolomit*, der zum Teil in dolomitischen Kalk übergeht, bildet eine Linse von zirka 250 m Länge; ihre maximale Mächtigkeit beträgt 10–15 m. Diese Dolomitlinse wird von Grünschiefern unterlagert, mit denen sie aber nirgends in direkten Kontakt tritt, indem sich eine 2 m mächtige Serie dunkler, feinschiefriger Bündnerschiefer dazwischen schiebt; auch von dem Hangenden, dem Serpentin, ist der Dolomit anscheinend durch Bündnerschiefer getrennt; auf eine kurze Distanz von etwa 10 m tritt allerdings der Serpentin in direkten Kontakt mit dem Dolomit; doch handelt es sich dabei unzweifelhaft um einen durch die Dislokation entstandenen Kontakt (vgl. Fig. 11).

Ein *zweites Vorkommen von grauem Dolomit* findet sich nordöstlich Zeneggen. Das Hangende bilden auch hier feinschiefrige, glimmerreiche Bündnerschiefer, und im Liegenden treten gleichfalls Bündnerschiefer auf. Sie stehen im direkten Kontakt mit dem Dolomit.

Ein *weiteres ausgedehntes Lager von Dolomit* bildet die obersten Abstürze der Kalkfluh und zieht sich hinunter bis auf die Höhe von zirka 930 m, wo der Dolomit nördlich von Eich, wenige Meter über

dem sogenannten «Zwischen Tristweg», der von Eich direkt zum Schlüsselacker hinunterführt, auskeilt. Das Gestein ist ein feinkörniger, gelblicher Dolomit, der nur wenig Beimengungen von Calciumcarbonat zeigt, diese erscheinen vor allem am südlichen untern Ende des linsenförmigen Lagers, d. h. an der Stelle, wo es von dem schon erwähnten Sericitquarzitschiefer überlagert wird. Der Dolomit geht hier in den obren Bänken zum Teil direkt in dolomitischen Kalk über, auf diese eigentümliche Tatsache weist schon *Rothpletz* (Lit. 35, S. 101) hin. Das ganze Lager zeigt eine Ausdehnung von ca. 1100 m und eine maximale Mächtigkeit von ca. 70–80 m; nach beiden Enden keilt es rasch aus. Das Hangende wird anscheinend durch eine ausgedehnte Grünschieferlinse gebildet, leider ist der Kontakt nirgends aufgeschlossen, das gilt auch für den Kontakt des Quarzitschiefers gegenüber dem Dolomit im Liegenden und der Grünschieferlinse im Hangenden. Zum gleichen Dolomitzug gehört eine kleine Linse kalkreichen Dolomits über dem ersten Absatz der «Hohen Fluh». Er zeigt einen starken Sericitgehalt, der zum Teil eine deutliche Schieferung des mylonitartigen Gesteins bedingt.

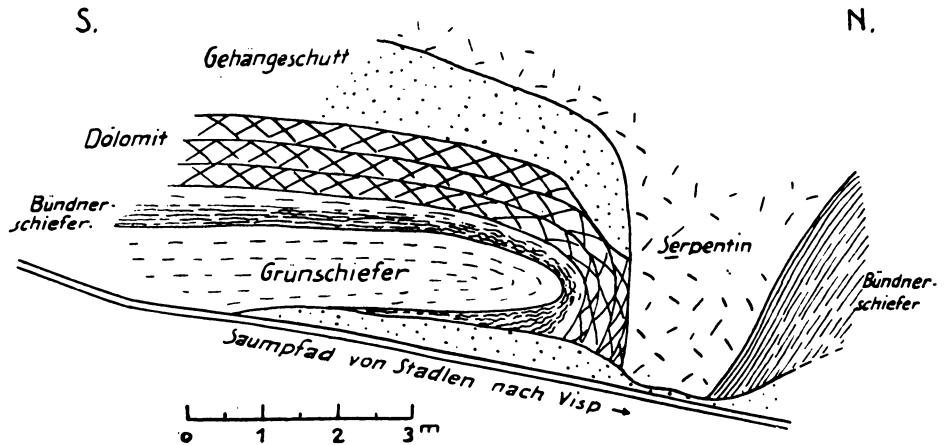


Fig. 11.

Profil durch das nördliche Ende der grossen Serpentinmasse bei Zeneggen.

Das interessanteste Vorkommen von Dolomit findet sich oberhalb Katzhaus; eine zirka 100 m lange und 20–30 m mächtige Linse von Dolomit erscheint hier vollständig im Grünschiefer eingeschlossen. Der Kontakt mit den liegenden Grünschiefern ergibt folgendes Bild:

Unmittelbar über den Grünschiefern, im direkten Kontakt mit diesen, folgt eine 50 cm mächtige *Marmorlage*, die nach oben in quarzitreichen *Kalkphyllit* übergeht; seine Mächtigkeit beträgt nur 20 cm; er stösst mit einer scharfen Grenze gegen den grauen, marmorisierten *Dolomit* der Linse ab.

Der quarzitreiche *Kalkschiefer* zeichnet sich durch seine gelbliche Farbe sowie durch seine grossen *Pyritporphyroblasten* aus. Die Textur ist *lagenförmig* bis *lentikular*. Lang ausgezogene, *granoblastische* Linsen oder oft auch Lagen von *Quarz* werden von *Sericitschuppen* umflasert. Die Sericitfasern enthalten *Calcit*, der oft deutliche *Kristallisationsschieferung* verrät und den Sericit fast ganz ersetzt, indem er sich zwischen die einzelnen Quarzlagen drängt, mit denen er an andern Stellen ein grobkörnig granoblastisches Gewebe bildet. In einzelnen Gesteinspartien entwickelt sich eine deutliche Zickzacktextur.

Die *Hauptgemengteile* sind *Quarz*, *Calcit*, *Sericit*.
Der *Quarz* fällt durch die Felderteilung, verbunden mit kräftiger undulöser Auslöschung, auf. Einzelne grössere Individuen enthalten äusserst feine, in parallelen Reihen geordnete Einschlüsse. Der *Calcit* erscheint durch *Limoniteinschlüsse* fast durchgehend gelbbraun gefärbt. Als *Neben- und Übergemengteile* treten auf: *Pyrit*, bald in prächtig entwickelten makroskopisch gut sichtbaren Kristallen, bald in grössern oder kleinern Xenoblasten. Als *Titanmineral* findet sich *Rutil* in grossen Massen, sehr oft in *Leukoxen* umgewandelt. *Titanit* konnte nur in einzelnen Individuen nachgewiesen werden, das gilt auch für *Turmalin*.

Die *Hauptgemengteile* sind *Quarz*, *Calcit*, *Sericit*.

Der *Quarz* fällt durch die Felderteilung, verbunden mit kräftiger undulöser Auslöschung, auf. Einzelne grössere Individuen enthalten äusserst feine, in parallelen Reihen geordnete Einschlüsse. Der *Calcit* erscheint durch *Limoniteinschlüsse* fast durchgehend gelbbraun gefärbt. Als *Neben- und Übergemengteile* treten auf: *Pyrit*, bald in prächtig entwickelten makroskopisch gut sichtbaren Kristallen, bald in grössern oder kleinern Xenoblasten. Als *Titanmineral* findet sich *Rutil* in grossen Massen, sehr oft in *Leukoxen* umgewandelt. *Titanit* konnte nur in einzelnen Individuen nachgewiesen werden, das gilt auch für *Turmalin*.

Dieser *Kalkphyllit* geht nach unten allmählich in eine 50 cm mächtige *Marmorlage* über, die in direkten Kontakt mit dem Grünschiefer tritt.

Der *Marmor* zeigt eine deutliche *Paralleltextur*, die hervorgerufen wird durch schneeweisse, breite *Lagen* von *Calcit*, die mit feinen, gelblichen Zwischenlagen von *Sericit* alternieren, in welchen feinkörnige,

lang ausgeschwänzte Linsen von *Dolomit* liegen. Das Auftreten dieses Minerals wurde mit Hilfe der Hindenschen Reaktion (*Rosenbusch*, l. c., S. 100) im Dünnschliff festgestellt. Unter den *Nebengemengteilen* tritt der *Titanit* weitaus am häufigsten auf; er durchsetzt das Gestein in Form von spitzrautenförmigen Kristallen, die in zahllosen, parallel der Schieferungsebene geordneten Schwärmen auftreten. Als weiteres *Titanit*mineral erscheinen *Leukoxen* in Verbindung mit *Titanit*; *Rutil* tritt in bedeutend geringeren Mengen auf als in dem quarzreichen Kalkschiefer. Neben *Quarz*, der in vereinzelt, kleinern granoblastischen Linsen auftritt, wird auch *Chlorit* in wenigen regelmässig zerstreuten Nestern beobachtet. Die einzelnen Schüppchen sind farblos, ohne jeden Pleochroismus; sie zeigen eine auffallende graue Interferenzfarbe, ihr optischer Charakter ist positiv, was in Verbindung mit der geraden Auslöschung auf *Pennin* schliessen lässt. *Apatit* und *Pyrit* sind zum Teil in prachtvollen, idiomorphischen Kristallen vorhanden, aber nur in ganz vereinzelt Individuen. Sehr zahlreich findet sich *Turmalin* in langen, oft zerbrochenen, prismatisch begrenzten Stengeln. Er ist optisch negativ und zeigt folgenden Pleochroismus.

O > E
graublau farblos,

Die starke *Anreicherung* von *Turmalin* und *Titanit*, die sich vom Kalkphyllit nach dem Marmor gegen die Grenze des Grünschiefers hin bemerkbar macht, lässt die Vermutung, der vorliegende Marmor könnte ein exomorphes Kontaktprodukt eines gabbroiden Magmas sein, als nicht ganz ausgeschlossen erscheinen (vgl. *Rosenbusch*, l. c., Bd. II, 1, S. 387).

2. **Östlich der Visp** findet sich der Dolomit hauptsächlich am *Rande der Gantermulde*. Er bildet auf weite Strecken die Grenze dieser Orthogneise gegen die Bündnerschiefer oder den Gips.

Zur Trias des «*Löffels*» von *Visperterminen* gehört wahrscheinlich der Dolomitzug der von Moorackern nach Barmühle über den Riedbach gegen die Visp hinunterzieht (vgl. Tafel I und III). Auf dem rechten Ufer des Riedbaches ist folgendes Profil aufgeschlossen (Fig. 12).

Der Dolomit, ziemlich feinkörnig, zeigt eine leicht gelbliche Farbe; er geht gegen das Hangende, einen schwärzlichen Marmor, in dolomitischen Kalkstein über, während er im Liegenden von Kalkschiefern unterteuft wird, gegen die er mit scharfer Grenze getrennt ist. Der hangende Marmor zeichnet sich aus durch einen starken Gehalt an Biotit; die zahlreichen Glimmerblättchen können makroskopisch

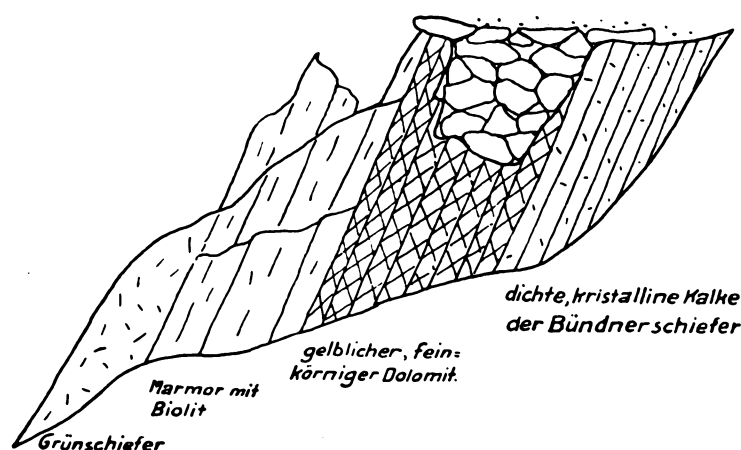


Fig. 12. Triasprofil unterhalb Barmühle.

Schiefer. Das nur wenige Meter mächtige Marmorlager ist hier durch Kalkschiefern von den überlagernden Grünschiefern getrennt.

Der *Gips* erscheint im Aufnahmegebiet in vier Aufschlüssen. Der grösste findet sich bei *Aareggen*: er reicht hinunter bis in den Staldbach, der durch einen kleinen Bergsturz aus der leicht verwitternden Gipsmasse auf zirka 100 m völlig zugedeckt wurde.

leicht erkannt werden. Marmor und Dolomit weisen eine Gesamtmächtigkeit von 3,8 m auf. Der Marmor wird von Grünschiefern anscheinend konkordant überlagert; leider ist die Grenzfläche nirgends deutlich aufgeschlossen.

Der *Marmor* tritt im Aufnahmegebiet gegenüber dem Dolomit stark zurück. Der grösste Aufschluss findet sich im Wald südöstlich oberhalb Ober Stalden, der anscheinend in den Kalkschiefern eingelagert ist. Ein zweites Vorkommen findet sich bei Salemboden im Hangenden der graphitischen Schiefer.

Ein weiterer wurde im *Riedbach unterhalb Muggi* aufgefunden. Wie bei Aareggen, bildet der Gips hier das Hangende des peripherischen Dolomits der Gebidemantiklinale.

Am Rande der *Gneise von Visperterminen* konnte der Gips nur an einer Stelle südlich «Erb» beobachtet werden, und zwar überlagert er hier die randlichen Graphitschiefer (vgl. Tafel I).

Das Gipsvorkommen im Liegenden der Marmorfelsen nördlich Warthaus gehört anscheinend zur Triashülle der *Teilantiklinale von Ober Stalden*.

2. Kalkphyllite der Bündnerschiefer.

Die Bündnerschiefer des Vispertals zeichnen sich entsprechend ihrer Ausbildung in *penninischer Facies* durch zahlreiche Linsen und Lager von ophiolitischen Gesteinen aus, die im folgenden Abschnitt besprochen werden.

Die Hauptmasse der Bündnerschiefer halten wir auch hier für liassisch. Die Grenze gegen die Trias ist nicht immer scharf, so dass die Zugehörigkeit gewisser grauer, dichter, zum Teil marmorisierter Kalke zum Lias oder zur Trias unsicher ist.

Die Bündnerschiefer sind in ihrer Gesamtheit schiefrige, kalkige, zum Teil quarzige Sedimente, die durchwegs hochmetamorph ausgebildet sind. Im Vispertal lassen sich *zwei extreme Typen* der Kalkphyllite unterscheiden, die durch zahllose Übergänge miteinander verknüpft sind.

Ein feinschiefriger, oft ausgesprochen blättriger Schiefer, der eine graue bis fast schwarze, oft aber auch die typische dunkelviolette Farbe der Glanzschiefer aufweist. Sie wird anscheinend durch kohlige Substanzen in Verbindung mit Pyrit hervorgerufen, der in feinsten Zerstreuung beigemischt ist. Zu ihrem Charakteristikum gehört ferner die seidengänzende Schieferungsebene sowie eine äusserst intensive Fäلتelung, die zahlreichen Faltenumbiegungen, Risse und Verwerfungen sind dabei fast durchwegs mit Calcit und Quarz erfüllt.

Ein grauer, deutlich geschieferter Kalk mit linsenförmig marmorisierten Partien findet sich in der Magenhornmulde und im Rohrbachtobel, ferner in der Felswand nordöstlich Zeneggen, hier ohne marmorisierte Zwischenlagen. Das Gestein erscheint auf dem Hauptbruch schwärzlich mit leichtem Seidenglanz, bedingt durch Graphit und Sericit, die in feinen Lagen das Gestein durchziehen und so eine deutliche Lagentextur hervorrufen. In einzelnen marmorähnlichen Varietäten wird diese Textur durch zahlreiche plattgedrückte Linsen völlig weissen Calcits verstärkt. Unter dem Mikroskop erkennt man die deutliche Kristallisationsschieferung, die nicht nur durch die hauptsächlichlichen Träger der Schieferigkeit, Sericit und Graphit, hervorgerufen wird, sondern auch durch den Calcit, dessen einzelne Individuen in der Schieferungsrichtung gestreckt erscheinen. Die Struktur ist granoblastisch, und zwar mittel- bis grobkörnig. Die Hauptgemengteile sind Calcit, Sericit und Quarz; als Neben- und Übergemengteile treten auf: kohlige Substanzen, Albit, Granat, Pyrit.

Unter den Hauptgemengteilen überwiegt der Calcit quantitativ bei weitem. Im allgemeinen ist er arm an Einschlüssen; neben seltenen Quarzeinsprengungen tritt häufiger kohlige Substanz in die Calcitindividuen ein, die in einzelnen Partien des Gesteinsgewebes wie schwarz bestäubt erscheinen. Der Quarz ist völlig wasserklar, sozusagen ohne jede Einschlüsse, gleich dem Sericit findet er sich in erheblich geringeren Mengen als der Calcit. Der Sericit durchdringt ziemlich gleichmässig das ganze Gewebe, eine gewisse Anreicherung des Minerals kann höchstens in einzelnen besonders stark mit kohligem Substanz imprägnierten Partien konstatiert werden. Die übrigen Gemengteile, mit Ausnahme der kohligen Substanz, werden nur spärlich angetroffen.

Besonders bemerkenswert für die Bündnerschiefer des Vispertales sind graphithaltige Typen, die in ihrer Ausbildung den entsprechenden Casannaschiefern durchaus entsprechen und nur durch ihren grossen Kalkgehalt lithologisch von denselben sich unterscheiden. Die Art der Lagerung inmitten der Kalkphyllite und triassischer Gesteine weist auf ihr mesozoisches Alter. Die beiden wesentlichen Vorkommen am Staldbach südlich Visp und im Rohrbach ob Staldenried sind bereits beschrieben worden (vgl. Fig. 2 und Fig. 3, S. 91 bzw. 92).

In den beschriebenen kalkigen Bündnerschiefern treten fernerhin an mehreren Stellen kleine undeutliche Lager von *grünem, quarzigem Schiefer* auf. Das Gestein erscheint im Handstück schwärzlichgrün, mit starkem Seidenglanz auf dem Hauptbruch, der eine feine Druckriefung erkennen lässt, im grossen

ganzen aber schön ebenflächig entwickelt ist. Deutlich zeigt der Querbruch die feine Schieferung, die durch eine Art Lagentextur bedingt ist. Zwischen weissen Quarzlagen schalten sich papierdünne Lamellen von Sericit und Pennin ein; oft ist die Schieferungsebene auch durch einzelne Lagen rötlichen Calcits markiert. An einem Handstück aus dem schon erwähnten Rohrbachumgehungsstollen erkennt man unter dem Mikroskop eine deutliche Kristallisationsschieferung; sie gibt sich in der Ausbildung von Sericit und Pennin zu erkennen, die in feinen Fasern mittelkörnige, *granoblastische Linsen* von Quarz umhüllen und so eine lentikuläre Textur bedingen. Die Hauptgemengteile sind: Quarz, untergeordnet Albit, Pennin und Sericit. Als Neben- und Übergemengteile treten auf Calcit, Apatit und Limonit.

Der Quarz ist wasserklar, fast ohne Einschlüsse, er bildet ein granoblastisches Grundgewebe mit Zahnstruktur. Die einzelnen Quarzkörner sind in der Stressrichtung oft gestreckt; auch ist eine gewisse Übereinstimmung der optischen Orientierung unverkennlich, indem die Richtung der grössten Elastizität sehr oft mit dem grössten Durchmesser der einzelnen Körner zusammenfällt. Es handelt sich um die Erscheinung der sogenannten «Gefügeregelung»¹⁾. Der Pennin zeigt undulöse Auslöschung, deutlichen Pleochroismus $a = \text{gelb}$

b und $c = \text{grün}$ und die typische abnormale lavendelblaue Interferenzfarbe. Der Pennin tritt in langgestreckten Schüppchen auf, die durch die basalen Spaltflächen begrenzt werden. Die oft gebogenen und gekrümmten Individuen zeigen ihre grösste Ausdehnung meist parallel der Schieferungsebene; sie liegen im allgemeinen zwischen den einzelnen Körnern des Grundgewebes, das sie in lichten Schwärmen durchsetzen. Ein ganz analoges Auftreten zeigt der Sericit, der fast durchwegs mit Pennin parallel verwachsen ist oder mit diesem Mineral zusammen in gewebeartigen Aggregaten vorkommt. Von den *Nebengemengteilen* sei vor allem ein basischer Albit mit zirka 7–10 % An erwähnt, der mit Hilfe der Methode von Becke und an Schnitten $\perp a$, die eine Auslöschungsschiefe von 14° gegen die Albitlamellen ergaben, genau bestimmt werden konnte. Da der Albit fast frei von Einschlüssen ist und Zwillingsbildungen selten sind, so gelingt die Unterscheidung vom Quarz meistens nur mit Hilfe des Konoskops. Calcit tritt in unregelmässigen Fetzen längs der Schieferungsebene auf; er dürfte ein Infiltrationsprodukt sein.

Die Bündnerschiefer im Vispergebiet sind ebenso wie die analogen Schichten im Simplongebiet durchaus fossilifer²⁾. Ihre Altersbestimmung als Lias kann somit nur in Analogieschlüssen aus der Lagerung versucht werden.

M. Bertrand (Lit. 6, S. 157–162) hat für den grössten Teil der «schistes lustrés» in der «zone du Briançonnais» sowohl als in der «zone du piémont» *triassisches Alter* postuliert. Nach Kilian und Révil (Lit. 22, S. 204–207) ergeben die neuern Untersuchungen für die Hauptmasse der Kalkschiefer der Zone von Piemont ein *mitteljurassisches Alter*, wobei allerdings die tiefsten Horizonte gleichfalls als Äquivalente der Trias betrachtet werden. Diese piemontesische Zone wird von E. Haug (Lit. 24, S. 1638) in die Geosynklinale von Piemont, in die Geoantiklinale des Briançonnais und in die *Geosynklinale des Wallis* eingeteilt. Diese letztere umfasst nach E. Argand (Lit. 38, S. 166) und andern die Bündnerschiefer im Liegenden der Bernhard- und der Simplondecken; sie kommt also für das Vispertal allein in Betracht. Für die Facies der Walliser Geosynklinale ist das nur sporadische Auftreten des Quarzites der untern Trias typisch, ihr Äquivalent bilden die basalen Horizonte der Bündnerschiefer mit zahlreichen Einlagerungen von Grünschiefern. Das triassische Alter dieser Horizonte wird von mehreren Autoren übereinstimmend postuliert (vgl. H. Preiswerk, Lit. 16, S. 2; E. Argand, Lit. 23, S. 13; Lit. 28; A. Rothpletz, Lit. 35, S. 102).

3. Ophiolitische Gesteine.

Das Auftreten ophiolitischer Gesteine ist, wie dargelegt worden, ein Charakteristikum der Bündnerschieferformation des Vispertales. Diese ophiolitischen Gesteine sind a) Grünschiefer, d. h. feldspatführende, hornblendereiche Schiefer, b) eigentliche Serpentine, die von Asbestbildungen begleitet sind,

¹⁾ Br. Sander. Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tschermaks Mineral. Petrog. Mitteil. N. F., Bd. 30, S. 281–315.

²⁾ Die von C. Schmidt und H. Preiswerk (Lit. 18, S. 21) in den Bündnerschiefern zwischen Nufenen und Brig gefundenen Fossilien aus dem Lias gehören in die Zone der «gotthardmassivischen» Bündnerschiefer.

und c) Ofensteine und Talkschiefer. Diese drei Gesteinstypen sind geologisch eng miteinander verknüpft, sie treten innerhalb der Kalkphyllite der «Gantermulde» auf der östlichen Talseite auf und erreichen noch grössere Verbreitung innerhalb der Magenhornmulde von Riedji östlich der Visp bis nördlich Zeneggen westlich der Visp.

Grünschiefer.

Die Grünschiefervorkommen des Vispertales teile ich nach Art ihrer Lagerung in: a) *intrusive, massige Grünschiefer*, β) *tuffoide Grünschiefer*. An den intrusiven Grünschiefern wurden Kontakterscheinungen beobachtet, die einerseits als Bildungen des *endomorphen*, anderseits als solche des *exomorphen* Kontakts gedeutet werden. Auffallenderweise fanden sich bei ein und demselben Grünschiefervorkommen nirgends beide Erscheinungen eines vollständigen Kontakthofes vereinigt. Ich teile demnach

a) die *intrusiven, massigen Grünschiefer* in zwei Gruppen.

1. Grünschiefer mit endomorphen Kontakterscheinungen.

Die neu aufgefundene *Grünschieferlinse südlich des Schlüsselackers* liefert das interessanteste Beispiel für die Kontaktphänomene dieser Gruppe. Die Linse ist in nordsüdlicher Richtung auf eine Distanz von 60–70 m sichtbar (vgl. das Profil Fig. 13). Ungefähr in der Mitte des Aufschlusses bemerkt man eine 5 m breite, hervorstehende Rippe eines *massigen Albitamphibolits*. Diese Rippe enthält zahlreiche grössere und kleinere Linsen von Calcit. Die grünliche Farbe dieses Amphibolits wird durch Hornblendeputzen erzeugt, die durch ihre Anordnung dem Gestein eine massige, völlig richtungslose Textur verleihen. Unter dem Mikroskop macht man die überraschende Feststellung, dass deutliche *Relikte* einer *ophitischen Primärstruktur* vorhanden sind. Die *Hauptgemengteile* sind: *Hornblende*, *Albit*, *Chlorit* und *Epidot*; als *Neben- und Übergemengteile* treten auf *Titanit*, *Leukoxen* und *Erzstaub*.

Die *Hornblende* zeigt eine Auslöschungsschiefe von 19° ; ihre Absorptionsfarben sind schwach

$$c = b > a$$

saftgrün olivgrün gelbgrün,

die Axenebene verläuft parallel (010). Sie tritt in vereinzelt grösseren Individuen auf, die ausschilfern, sie zeigt hin und wieder Zwillingsbildung nach (100); meistens aber erscheint sie in langen, feinen Nadeln, die sich oft in paralleler Anordnung zu grösseren Partikeln vereinigen.

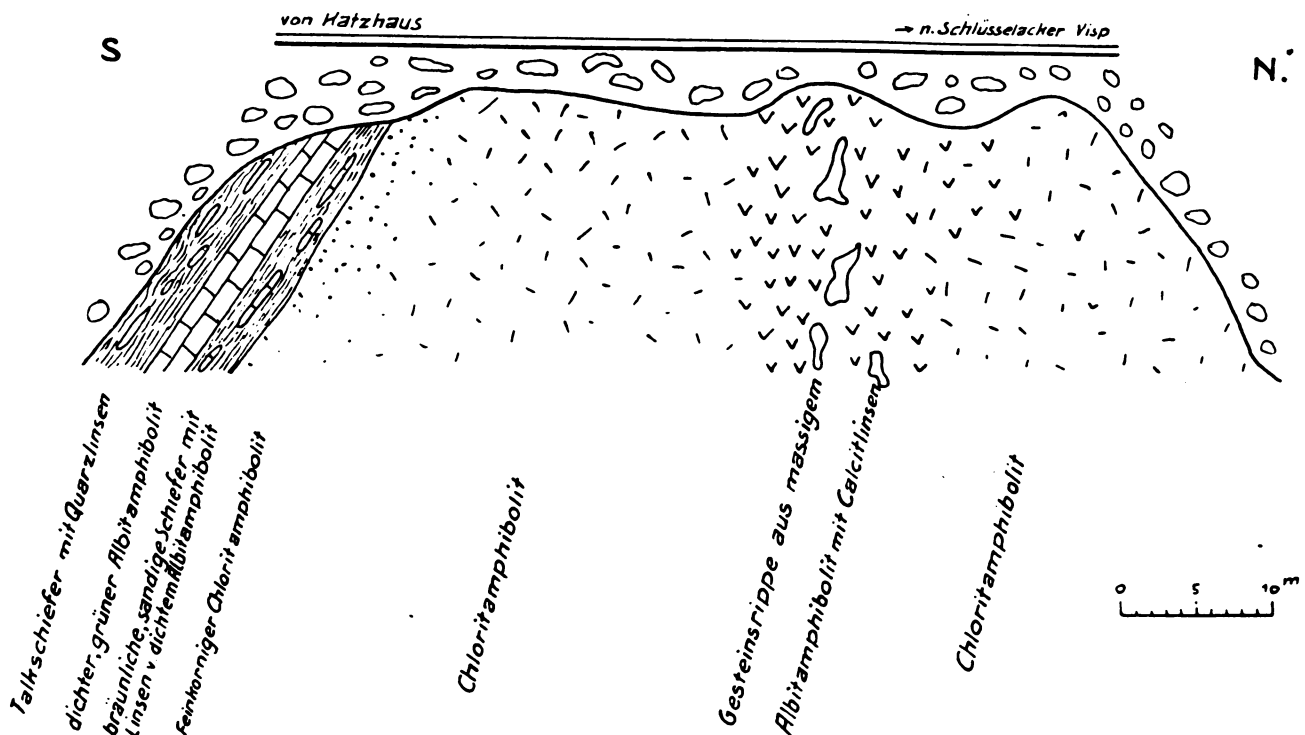


Fig. 13. Grünschieferlinse südlich Schlüsselacker.

Der *Albit* wurde an Schnitten $\perp a$ mit einer durchschnittlichen Auslöschungsschiefe gegen *M* von 12° , entsprechend einem 5 % Anorthitgehalt, bestimmt. Auffallend ist die stets ausgeprägte, leistenförmige Ausbildung der Albitindividuen, die in ihrer Lage sehr deutlich eine *ehemalige Ophitstruktur* erkennen lassen. Der Albit ist unzweifelhaft sekundärer Entstehung; er dürfte aus einem basischeren Kalknatronfeldspat hervorgegangen sein, dessen Anorthitgehalt im Epidot erhalten bleibt. Diese Epidotisierung kann im Gestein allerdings nicht mehr direkt beobachtet werden.

Der *Chlorit* bildet schöne Rosetten, die infolge der schwach schief zueinandergestellten Chloritblättchen eine undulös wandernde Auslöschung hervorrufen. Der *Epidot* tritt in Form des *Pistazit* auf, der, in unregelmässigen Flecken von niedriger doppelbrechenden, eisenärmern Partien durchwachsen, oft auch umrandet wird. Der Epidot begleitet durchwegs den Albit. Der *Calcit* bildet unregelmässige Körner in Verbindung mit Chlorit. Auch diese beiden Mineralien scheinen sekundäre Bildungen zu sein, die mit dem primären Charakter des Gesteines nichts zu tun haben.

Dieser Albitamphibolit mit der ophitischen Reststruktur geht nach Norden wie nach Süden im Aufschlusse allmählich in *Chloritamphibolit* über, der die Hauptmasse der ganzen Linse ausmacht. Das Gestein unterscheidet sich vom vorherbesprochenen im Handstück durch die Textur, die eine leichte Schieferigkeit verrät. Strukturell steht das Gestein dem Albitamphibolit sehr nahe; es zeigt gleichfalls eine granoblastische bis poikiloblastische Struktur, weniger deutlich ist dagegen die ophitische Reststruktur. Der Mineralbestand ist derselbe, nur tritt hier als Übergemengteil noch *Biotit* hinzu.

Der *Albit* zeigt hin und wieder Zwillingsbildung und Spaltrisse. Er weist eine typische Siebstruktur auf, indem er von den andern Komponenten erfüllt ist. Die *Hornblende* lässt nur schwache Absorptionsfarben nach dem gewöhnlichen Schema erkennen; allerdings verraten die im Albit eingebetteten Nadelchen eine ausgesprochene bläuliche Nuance in der Richtung von *c*.

Die grössern Individuen sind von feinsten Titanitkörnern durchschwärmt, die als ein Entmischungsprodukt ehemals titanreicherer Hornblendens aufgefasst werden. Weit verbreitet ist eine starke Chloritisierung der Amphibole, die allerdings nirgends zur Bildung von wohlungrenzten Pseudomorphosen führt. Oft entstehen eigentliche Chloritputzen, die nur noch von einzelnen langen Hornblendennadeln durchspießt werden. Die häufige Verwachsung von Biotit und Chlorit zeigt aber deutlich, dass ein Teil des Klinochlors auch aus dem Biotit hervorgegangen ist. Der *Chlorit* ist optisch positiv; er zeigt einen schwachen Pleochroismus nach dem Schema

$$\begin{array}{ccc} a = b & > & c \\ \text{grün} & & \text{hellgelb,} \end{array}$$

er dürfte dem Klinochlor am nächsten stehen. Der *Epidot* ist in zahllosen Individuen im ganzen Gesteinsgewebe verteilt; gelegentlich sammeln sich die einzelnen Körner zu grössern Aggregaten. Es handelt sich auch hier hauptsächlich um Pistazit, der randlich fast durchwegs von eisenärmern Partien begleitet wird, die dem *Klinozoisit* nahestehen dürften. Eigentlicher *Zoisit* tritt stark zurück, er ist nur im Albit in Form kleinster Säulchen zu finden. Der *Leukoxen*, in grössern Fetzen und stets von Erzstaub stark getrübt, scheint ein Umwandlungsprodukt grösserer Titanerzpartien darzustellen. Der *Biotit* tritt nur als Übergemengteil auf, doch weist seine öftere Vergesellschaftung mit Chlorit auf ein primär häufigeres Auftreten. Sein Pleochroismus ist:

$$\begin{array}{ccc} a = b & > & c \\ \text{braungelb} & & \text{hellgelb.} \end{array}$$

Im konvergenten Licht zeigt sich ein sehr geringer Axenwinkel.

Dieser grobkörnige Chloritamphibolit unterscheidet sich vom zuerst besprochenen Typ durch die stärkere Chloritisierung; als eine Folge der sich auch texturell kundgebenden kräftigern Metamorphose gegen den südlichen Rand der Linse geht er allmählich in einen feinkörnigen *Chloritamphibolit* über. Er unterscheidet sich vom erstern durch sein dichteres Gefüge, die bedeutend kleinern Hornblendeputzen und das Auftreten von Biotit. Die *Textur* ist richtungslos massig, die *Struktur* granoblastisch bis poikiloblastisch, die Relikte der Ophitstruktur sind vollständig verschwunden. Der Mineralbestand weicht von demjenigen des grobkörnigen Chloritamphibolits nicht ab. Der *Albit* ist durch seine schwach niedrigere bis fast gleiche Lichtbrechung wie der Kollolit gekennzeichnet. Er bildet im grossen ganzen ein Grundgewebe, in welchem die übrigen Komponenten poikiloblastisch ein-

geschlossen sind, wobei allerdings eine besonders reiche Durchspickung mit Zoisit stattfindet, so dass wohl von *Saussuritisierung* gesprochen werden kann. Die Farbunterschiede der *Hornblende* lassen auf den Übergang einer proterogenen bräunlichen, über die gemeine, grüne in eine nahezu farblose tremolitische *Hornblende* schliessen. Die bräunliche *Hornblende* wird nur ganz vereinzelt angetroffen, mit einer leicht braunen Absorptionsfarbe nach b. Mit zunehmender Ausbleichung zeigt sich folgender Pleochroismus:

$$c = b > a$$

saftgrün gelbgrün hellgelb bis farblos,

was auf *gemeine Hornblende* schliessen lässt, die im Gesteinsgewebe die weiteste Verbreitung aufweist. Ihre Auslöschungsschiefe beträgt $c : c = 23^\circ$; mit zunehmender Ausbleichung sinkt sie; bei der fast farblosen *tremolitischen Hornblende* ist $c : c = 17^\circ$ zirka. Parallel diesem Übergang in blassgefärbte *Hornblende* geht eine zunehmende Auflösung der grössern Individuen in schilfige *Hornblende*. Häufig erscheint inmitten der *Hornblenden Biotit*, ohne dass aber Parallelverwachsungen auftreten. Die beiden Mineralien sind gleichen Alters; ihre Vergesellschaftung spricht für ihre gemeinsame Entstehung als Umwandlungsprodukt.

Der *Epidot* findet sich auch hier hauptsächlich in grössern *Pistazitindividuen*, deren Eisengehalt nach aussen abnimmt. *Zoisit* ist in feinen Nadelchen und Säulchen ausgebildet, die den Albit wirr durchspießen; es dürfte sich um *Saussuritisierung* handeln.

Leukoxen, stets von winzigen Titanerzresten getrübt, durchschwärmt in kleinsten Fetzen oder grössern Haufenwolken das ganze Gestein.

Dieser feinkörnige Chloritamphibolit wird gegen Süden längs einer scharfen Grenze von einem bräunlichgrünen, sandigen Schiefer überlagert, der anscheinend einen stark *verwitterten Grünschiefer* darstellt. Diese verwitterte Schicht zeigt eine Mächtigkeit von zirka 50 cm (im Profil Fig. 13 übertrieben); sie enthält zahlreiche bis 1 m lange und 5–10 cm dicke Linsen des unverwitterten Grünschiefers. Es ist ein hellgrüner, fast vollkommen dichter *Albit-Amphibolit*. Unter dem Mikroskop gibt sich die *Textur* als deutlich lagenförmig mit wenig ausgeprägter Kristallisationsschieferung zu erkennen. Die *Struktur* ist feinkörnig, granoblastisch bis poikiloblastisch. Der Mineralbestand ist der folgende: *Hauptgemengteile* sind *Albit*, *Hornblende* und *Epidotmineralien*; als *Neben- und Übergemengteile* treten Titanit und spärlich Biotit und Chlorit auf. Der *Albit* bildet ein feinkörniges Grundgewebe, in dem *Hornblende* und *Epidotmineralien* bald unregelmässig verteilt, bald lagenweise stark angereichert sind. In diesen Lagen verschwindet der *Albit* fast vollständig; sie treten makroskopisch als dichte, grüne Bänder in Erscheinung. Die *Hornblende* findet sich in Form der *gemeinen grünen* und der *tremolitischen Hornblende*, deren optische Eigenschaften mit denjenigen des S. 107 ff. aus dem massigen *Albitamphibolit* im Zentrum der Linse übereinstimmen. Der *Epidot* erscheint hauptsächlich als *Pistazit*; er fällt auf durch seine gute Begrenzung nach den Querdomen. Die randliche, unregelmässige Umwachsung mit eisenärmern Partien findet sich auch hier. *Zoisit* begleitet in ganz untergeordneter Quantität mit *Titanitkörnchen* zusammen den *Albit*. Der *Biotit* ist nur ganz spärlich vorhanden. In einigen Fällen konnte das Ausbleichen des kaffeebraun gefärbten Minerals und parallel damit der Übergang in Chlorit beobachtet werden.

Über den stark verwitterten, bräunlich-sandigen Schiefen folgt eine metermächtige Bank eines dichten, grünlichen, mit braunen Flecken erfüllten *Albitamphibolits*. Er weist eine äusserst feine, kaum sichtbare Schieferung auf, die im Verein mit zwei ungefähr senkrecht aufeinanderstehenden Kluftsystemen die charakteristische Teilung der ganzen Bank in einzelne Rhomboide verursacht. Das Mikroskop zeigt, dass ein Gestein vorliegt, welches dem oben beschriebenen, linsenförmigen *Albitamphibolit* sehr ähnlich ist. Sie unterscheiden sich im Mineralbestand insofern, als hier kein Biotit und Chlorit auftritt, und vor allem texturell und strukturell. Hier zeigt sich eine ausgeprägte, typische *Kristallisationsschieferung*. Die feinen *Albitkörnchen* sind sämtliche nach der Texturebene verlängert; auch die *Hornblendenadelchen* zeigen eine weitgehende Parallelordnung in der Schieferungsebene, wobei die einzelnen Individuen oft eine bedeutende Länge erreichen. Die übrigen Komponenten, wie *Pistazitkörnchen*, *Zoisitstengelchen* und *Titanit*, erhalten keinen Einfluss auf die *Textur*. Nahezu senkrecht zur Schieferungsebene ist das Gestein von feinen Klüften durchzogen, die stets von *Albit-* und *Quarz-*

körnern ausgeheilt sind. Das zweite Kluftsystem, parallel der Schieferung, wird von Carbonat ausgefüllt, das die Albitklüfte ungehindert durchsetzt. Der Calcit ist also offenbar ein jüngeres Infiltrationsprodukt.

Als äusserste Hülle gegen die mit Gehängeschutt überdeckten Kalkschiefer folgt eine zirka 1½ m mächtige Schicht eines stark quarzitisches Talkschiefers, dessen Quarzgehalt zur Bildung ausgedehnter Linsen führt. Mit der Annäherung an die Kalkphyllite zeigt sich eine zunehmende Dünnschieferigkeit.

Die hier beschriebenen Amphibolite aus der Grünschieferlinse südlich Schlüsselacker müssen als die höchstveränderten Erscheinungsformen eines gabbroiden Magmas aufgefasst werden. Die Reste der ophitischen Struktur, wie sie in der leistenförmigen Ausbildung des Albits im Zentrum der Linse noch deutlich zu erkennen sind, sprechen für einen *metamorphen Diabas*. Während die gegen den Rand der Linse hin zunehmende mechanische Deformation der Struktur und zum Teil auch die Veränderung des Mineralbestandes eine Folge der Dynamometamorphose darstellt, entspricht die ebenfalls gegen den Rand hin sich geltend machende Abnahme der Korngrösse einer primär verschiedenen Ausbildung der Struktur. Ich halte die beschriebene Bank (S. 107, vgl. Fig. 13) des dichten, grünlichen Albitamphibolites für einen metamorphen *Spilit*, eine *endomorphe Kontakterscheinung*. Nach H. Rosenbusch (l. c., Bd. II, S. 1271) fehlen selbst in unveränderten Spiliten häufig jede Andeutungen von Mandelsteinstruktur; ihr Nichtvorhandensein in dem beschriebenen Gestein spricht also jedenfalls nicht gegen seinen spilitischen Charakter.

Andeutungen dieser endomorphen Kontakterscheinung finden sich auch in der kleinen *Grünschieferlinse westlich über dem Schlüsselacker* am Weg nach Zeneggen. Obwohl es hier nicht zur Ausbildung des dichten, spilitähnlichen Gesteines kommt, macht sich doch auch hier deutlich eine randlich feinkörnigere Ausbildungsform geltend.

2. Grünschiefer mit exomorphen Kontakterscheinungen.

Die Gesteine dieser Gruppe bilden die Hauptmasse der Grünschiefer im Vispertal; es sind Amphibolprasinite, Chloritprasinite (Ovardit) und Amphibol-Klinozoisitschiefer, die von H. Preiswerk (Lit. 14, S. 298—302, 316, und Lit. 16, S. 8—9) eingehend beschrieben wurden. Sie sind charakterisiert durch das Auftreten von dichtem bis feinkristallinem *Albit-Epidotfels* (vgl. H. Preiswerk, Lit. 14, S. 302—306) an der Grenze gegen die Kalkschiefer. Der Albit-Epidotfels wird als exomorphes Kontaktprodukt, als *adinolartiges* Gestein gedeutet.

Die grosse *Grünschiefermasse am Fuss der Felswand*, die sich von der Kalk- zur Hohen Fluh hinzieht, bildet das ausgedehnteste Vorkommen dieser Gruppe. Der Grünschiefer ist ein *biotitführender Albitamphibolit* (Ovardit), der unter dem Mikroskop folgende Hauptgemengteile erkennen lässt: Albit, grüne Hornblende, Chlorit und Epidotminerale, als Nebengemengteile sind zu erwähnen Apatit, Ilmenit und Leukoxen; einziger Übergemengteil bildet Biotit, der zum Teil völlig frisch erhalten ist und folgenden Pleochroismus zeigt:

$$\begin{array}{ccc} c = b & > & a \\ \text{kaffeebraun} & & \text{hellgelb.} \end{array}$$

Er wandelt sich öfters in negativen Pennin um, an dessen Stelle nachträglich optisch positiver, schief auslöschender *Klinochlor* tritt. Die *Struktur* ist granoblastisch bis lepidoblastisch, die *Textur* verworren schiefrig.

An dieser Basis der Grünschiefermasse südlich Katzhaus finden sich die von H. Preiswerk (Lit. 14, S. 303) eingehend beschriebenen *adinolartigen Kontaktgesteine*; sie umschliesst gleichfalls die S. 110 eingehend besprochene Dolomitlinse mit ihren auffallenden Kontakterscheinungen.

Zur gleichen Gruppe von Grünschiefern zähle ich die grosse Masse von Ovardit, welche sich von Punkt 1141 nördlich Zeneggen bis südlich über die Hohe Fluh verfolgen lässt. Das Liegende der Grünschiefer bildet zum Teil der weithin leuchtende Dolomit der Kalkfluh; leider ist der Kontakt unzugänglich. Mit dem Auskeilen des Dolomites treten auf kurze Distanz die besprochenen (S. 101) Sericitquarzschiefer des untern Zuges von Eich im Liegenden des Ovardits auf. Von den beiden Dolomitlinsen im Hangenden der Grünschiefermasse (vgl. Tafel I und III) ist die südliche durch Kalkschiefer vom Ovardit getrennt (vgl. Fig. 11, S. 103), während der Kontakt des nördlichen Dolomits auf einige Meter

Distanz aufgeschlossen ist (vgl. Tafel I), ohne dass Erscheinungen der Kontaktmetamorphose zu beobachten sind.

Das langgestreckte *Grünschieferlager*, welches sich vom *Riedbach bis zum Breiterbach* längs der Gneiszone von Visperterminen verfolgen lässt, gehört ebenfalls zu den intrusiven Grünschieferlagern, das gilt auch für den *Albitamphibolit* der südlichsten Linse im Rohrbachumgehungsstollen (vgl. Fig. 3, S. 29). Das Gestein ist undeutlich geschiefert und zeigt die typische Körnelung des Ovardits. Unter dem Mikroskop findet man als *Hauptgemengteile*: *Albit*, *Chlorit* und *Hornblende*; als *Neben- und Übergemengteile*: *Klinozoisit*, *Titanit*, *Leukoxen*, *Quarz*, *Pyrit* und *Rutil*. Das Gestein entspricht einem *Prasinit* (vgl. H. Preiswerk, Lit. 14, S. 310). Auffallend ist nur das Auftreten von Quarz in einzelnen spärlichen Nestern, die sich aus zahnstruierten, undulös auslöschenden Individuen aufbauen.

Der *Amphibolit* der *Grünschieferlinse nordöstlich oberhalb Visperterminen* ist gleichfalls ein typischer Vertreter dieser Gruppe. An der Peripherie der Linse finden sich an mehreren Stellen *adinolartige Gesteine*, die einige Zentimeter bis Dezimeter mächtige Lager bilden und mit den erwähnten von H. Preiswerk (Lit. 14, S. 302—306) beschriebenen Kontaktgesteinen völlig übereinstimmen.

β) Die **tuffoiden Grünschiefer** erscheinen auf dem östlichen Ufer der Visp in zahlreichen Vorkommen.

Die neu entdeckte *Grünschieferlinse westlich Hinter Stalden* tritt in direkten Kontakt mit Gips (vgl. Tafel I); wenige Meter von der Anlagerungsfläche zeigt der Grünschiefer eine schmutziggrüne Farbe. Ein Handstück aus dieser Zone zeigt, dass sich das Gestein aus feinkörnigem Grünschiefermaterial mit schmalen Zwischenlagen von Quarz und Calcit aufbaut. Unter dem Mikroskop erkennt man als *Hauptgemengteile*: *Albit*, *Chlorit* und *Epidot*; als *Nebengemengteile*: *Quarz* und *Calcit*; als *Übergemengteile*: *Hornblende*, *Titanmineralien*, *Eisenerz* und *Apatit*. Die *kristalloblastische Reihe* ist: Erze und Titanitmineralien und Apatit, grüne Hornblende, Pistazit, Chlorit, Albit, Quarz und Calcit. Die *Struktur* kann als *granoblastisch* bis *lepidoblastisch* bezeichnet werden; die *Textur* ist insofern *lagenförmig*, als wenig scharf begrenzte Lager von Quarz und Calcit das *Albitchloritepidot*-Gesteinsgewebe durchsetzen. Diese fast reinen Grünschieferpartien zeigen einen ausgesprochenen *Ovarditcharakter*. Sie bestehen aus: *Albit*, der stets rundlich oder doch nahezu isometrisch ausgebildet ist. Spaltrisse sowie Albitzwillinge sind nicht sehr häufig. Die Auslöschungsschiefe an Schnitten $\perp a$ gegen M zeigt zirka 12° , was einem sauren Albit mit zirka 5 % An entspricht. Der Albit ist siebstruiert, die zahlreichen Einschlüsse bestehen aus feinen Hornblendenädelchen, Chloritschüppchen und Quarz. Der Chlorit umfließt den Albit gewöhnlich derart, dass die einzelnen Individuen gleichsam als Pseudoeinsprenglinge in einer Grundmasse von Chlorit schwimmend erscheinen; es bildet sich die typische Ocellarstruktur aus. Der *Chlorit* ist grün zu gelbgrün pleochroitisch, die Auslöschungsschiefe beträgt bis zu 5° , was im Verein mit dem positiven optischen Charakter auf *Klinochlor* hinweist. Der *Epidot* ist ein blass gelbgrüner *Pistazit*, dessen lange Stengel fast ausnahmslos im Chlorit schwimmen. Sie beherbergen als Einschlüsse oft Hornblendenädelchen.

Als *Eisenerzreste* erscheinen neben wenig *Magnetit* schöne Kristalle von *Pyrit*, öfters in Verwachsung mit *Magnetit*, seltener teilweise *limonitisiert*, sowie *Ilmenitresten*. Aus letztern sind die trüben *Leukoxenhaufenwerke* und die elliptischen bis spindelförmigen *Titanitkörner* hervorgegangen, die massenhaft im Chlorit, teilweise auch im Albit angetroffen werden. Die *Hornblendenädelchen*, die bald in paralleler, bald in wirrer Anordnung den Albit durchspicken, gehören der *gemeinen, blaugrünen Hornblende* an. Ihr Pleochroismus ist

$$\begin{array}{ccccc} c & > & b & > & a \\ \text{blaugrün} & & \text{grün} & & \text{gelbgrün}, \end{array}$$

die maximale Auslöschungsschiefe erreicht 27° . Es bleibt noch der *Apatit* zu erwähnen, der in plumpen Säulchenfragmenten oder in rundlichen Körnern auftritt.

Diese hier beschriebenen Gesteinspartien werden nun von den schon makroskopisch sichtbaren *Quarz-Calcitlagen* durchsetzt. Der *Quarz* unterscheidet sich darin vom Albit durch die Armut an Einschlüssen sowie durch seine undulöse Auslöschung. Bald bildet der Quarz kleinere Nester, bald treten die einzelnen Körner zu grössern Lagen zusammen, die dann stets von *Calcit* begleitet werden. Er be-

sitzt durchwegs Zwillingslamellen nach $-\frac{1}{2} R$, die oft geschweift sind und dementsprechend ebenfalls undulierende Auslöschung aufweisen. Beide Mineralien, besonders aber der Calcit, finden sich neben ihrem Auftreten in diesen Lagen in einzelnen Körnern im ganzen Gestein verteilt.

Diese eigentümliche Mischung von Quarz und Calcit mit dem als Diabasderivat aufzufassenden Epidotalbitschiefermaterial lässt sich wohl am ehesten durch submarine Tuffbildung erklären.

Ein weiteres Beispiel eines solchen *Grünschiefertuffs* fand sich am *Talweg Visp-Neue Brücke* unmittelbar *südlich des Staldbachs* am Rande eines neu aufgefundenen Grünschieferlagers gegen die hangenden Kalkschiefer, die nur wenige Meter mächtig sind und von triassischen Sericitquarziten überlagert werden (vgl. Fig. 2, S. 27). Das Handstück zeigt einen ziemlich plötzlichen Übergang von *Grünschiefer* in ein *blaugraues, kalkreiches Gestein*, das nur einen geringen Grünschieferanteil aufweist. Unter dem Mikroskop zeigen die reinen Grünschieferpartien fast den gleichen Mineralbestand wie in dem beschriebenen tuffogenen Epidotalbitschiefer, nur der *Epidot* erscheint hier in der Regel als *Klinozoisit*; gegen die Seite der hangenden Kalkschiefer treten immer mehr *Calcit* und *Quarz* dazu, die zuletzt mit geringen Beimengungen von *Albit* die allein herrschenden werden. Quarz und Calcit zeigen hier sehr deutlich die kataklastischen Phänomene in Form von Biegung der Zwillingslamellen bei Calcit, undulöse Auslöschung und prachtvollen Mörtelkränzen bei Quarz und Calcit. Die *Struktur* ist granoblastisch; die *Textur* schwach schief, zum Teil in der Übergangszone etwas lagenförmig. Das Gestein kann als *Ovardit* bezeichnet werden.

Ein weiteres instruktives *Vorkommen* von Grünschieferlinsen mit randlichen tuffoiden Partien wurde auch im schon mehrfach erwähnten *Umgehungsstollen im Rohrbach angetroffen* (vgl. Fig. 3, S. 29). Es finden sich hier im Liegenden der Graphitschiefer, welche die Basis der Bernhardzone bilden, drei konkordant zwischen den Kalkschiefern eingeschaltete Grünschieferlager, die nur durch $1\frac{1}{2}$ —2 m mächtige Zwischenschichten von Kalkphylliten voneinander getrennt werden.

Das *nördlichste, grösste dieser Lager* zeigt eine Mächtigkeit von 7 m. Ein Handstück aus den mittlern Partien zeigt einen hellgrünen undeutlich geschieferten *Epidot-Chloritschiefer*, auf dessen Querbruch man feine Albitknötchen erkennt. Unter dem Mikroskop findet man eine verworren schiefrige Textur; die *Struktur* ist *flaserig, lentikular*, mit poikiloblastischem Albit. Die *Hauptgemengteile* sind: *Albit, Klinochlor, Epidot* und untergeordnet *Hornblende*. Als *Neben- und Übergemengteile* seien erwähnt: *Leukoxen, Pyrit, Titanit* und *Apatit*.

Der *Albit* wurde an Schnitten $\perp a$ bestimmt, die eine Auslöschungsschiefe von durchschnittlich 13° aufweisen, was einem Anorthitgehalt von 11 % entspricht. Er tritt in grössern und kleinern Körnern auf, die in vereinzelt Fällen völlig einschlussfrei sind, meistens aber typisch siebstruiert. Neben einem *kohligen Pigment*, das sie oft völlig erfüllt, werden sie auch von *Hornblende* und *Epidot* durchschwärmt, während der Chlorit den Albit meist nur umflasert.

Die *Hornblende* ist schwach grünlich, ohne merklichen Pleochroismus, was im Verein mit einer Auslöschungsschiefe von 15 — 17° auf *aktinolitische Hornblende* schliessen lässt. Sie tritt ausserhalb des Albits, fast ausnahmslos untermengt mit Chlorit und Epidot, in faserig-stengeliger Form auf. Der *Chlorit*, dessen optischer Charakter + ist und keinerlei abnorme Interferenzfarben zeigt, dürfte ein *Klinochlor* sein. Er scheint in der Hauptsache aus der Hornblende hervorgegangen zu sein, mit der er sehr oft parallel verwachsen ist. Der *Epidot* tritt sehr häufig auf, fast ausschliesslich in der eisenarmen, niedrig doppelbrechenden Form, die dem *Klinozoisit* nahe stehen dürfte, nur ganz untergeordnet finden sich in den oft durch Querdomen begrenzten Individuen eisenreichere Kerne von *Pistazit*. *Zoisit* kann vereinzelt in kurzen Säulchen im Albit nachgewiesen werden.

Während nun der Grünschiefer gegen die hangenden Kalkschiefer weder seinen Mineralbestand noch die Textur ändert, auch das darüber folgende kaum 2 m mächtige Lager entspricht vollständig dem oben beschriebenen Grünschiefer, so macht sich nach dem Liegenden eine Zunahme der Schieferigkeit geltend; es kommt in der *Nähe des Kontaktes* zu den liegenden Kalkphylliten zur Ausbildung einer ausgesprochenen *Lagertextur*. Sie wird hervorgerufen durch reine Grünschieferpartien, die, mit solchen von Calcit untermischt, mit Quarz wechsellagern. Die Grünschieferlagen entsprechen nach Struktur und Mineralzusammensetzung dem beschriebenen Albitepidotschiefer, nur zeigt sich hier eine bedeu-

tende Anreicherung von *Albit* und *Calcit*, ebenso von *Titanit*, der in Form rundlicher Mikrolite hauptsächlich den *Klinochlor* bis zur fast völligen Undurchsichtigkeit erfüllt. Der *Calcit*, immer mit Zwillingsstreifung und ohne bedeutende Einschlüsse, bildet ein grobkörnig granoblastisches Gewebe, das vereinzelte Nester von *Quarz* enthält, bestehend aus kleinen zahnstruierten, immer undulös auslöschenden Körnern. Auch hier treten die beiden Mineralien nicht nur in den makroskopisch sichtbaren Lagen, sondern auch in einzelnen Individuen zerstreut im ganzen Gestein auf.

Die hier beschriebenen Grünschiefer können als *carbonatreiche Albitchloritschiefer* bezeichnet werden. Charakteristisch ist ihre *Zusammensetzung aus Mineralien der Bündnerschiefer wie auch der Grünschiefer*. Das Material der letztern ist wahrscheinlich ein Diabasderivat, und das ganze Gestein kann als ein *submariner Diabastuff* erklärt werden. Diese Grünschiefer entsprechen den *Albitschiefern*, die von H. Preiswerk (Lit. 16, S. 12) als typisch für den Rand von gewissen Grünschieferlinsen und -lagern beschrieben werden.

Diese tuffoiden Grünschiefer zeichnen sich durch ihr Auftreten in ausgedehnten, wenig mächtigen Lagern aus, die nach ihrer geologischen Stellung zu den erwähnten Ophioliten triassischen Alters gezählt werden können.

In einem dieser *Grünschieferlager* bei *Spiss* (vgl. Tafel I und III) fand Herr Prof. H. Preiswerk ein *variolitähnliches Gestein*, das er mir gütigst zur Bearbeitung überlassen hat.

Dieser «*Variolit*» weist eine gelblichgrüne, körnige Grundmasse auf, die von zahlreichen heller gefärbten, warzenähnlich herausgewitterten «*Variolen*» erfüllt ist. Die grössten «*Variolen*» sind oft etwas elliptisch gestreckt und zeigen bis zu 1 cm Durchmesser; durch Verschmelzen zweier oder mehrerer entstehen längliche, unregelmässig begrenzte Gebilde. Die Variolen können aber auch bis zu Stecknadelgrösse herabsinken. Einzelne lassen einen deutlich schaligen Aufbau erkennen; um eine *weisse, zentrale Masse* schliesst sich eine scharf begrenzte, *blaugrüne Schale*, die ihrerseits von einer schmälern, *zeisiggrünen* umhüllt wird, die von der Grundmasse durch eine randliche, dritte *weisse Schale* abgegrenzt wird. Sie ist in einzelnen Fällen mit der Grundmasse durch allmähliche Übergänge verbunden, so dass diese nicht immer eine prägnante Trennung von den «*Variolen*» aufweist.

Unter dem Mikroskop erkennt man, dass die *zentrale, weisse Masse* der «*Variolen*» aus einem granoblastischen Haufenwerk von grossen Plagioklasindividuen besteht. Sie sind stark bestäubt, doch reichen die fein verteilten Interpositionen (wahrscheinlich Rutilkörnchen) nicht bis an den Rand der einzelnen Individuen, die, parallel ihrer Umgrenzung, einenschmalen, einschlussfreien Saum zeigen. Die Auslöschungsschiefe $\perp a$ gegen die basalen Spaltrisse ergab als Mittel mehrerer Messungen $13,1^\circ$. Die Methode von Becke führte zu folgenden Ergebnissen:

$$\begin{aligned} \parallel \text{ Stellung: } \varepsilon &> \gamma'; \omega > \alpha', \\ + \text{ Stellung: } \varepsilon &> \alpha'; \omega > \gamma'. \end{aligned}$$

Der Plagioklas ist also unzweifelhaft ein *Albit*, dessen Zusammensetzung der Formel $\text{Ab}_{93}\text{An}_7$ entsprechen dürfte. Die *blaugrüne Schale* setzt sich aus Chlorit und Hornblende zusammen. Der *Chlorit* ist gleich dem *Albit* stark bestäubt, das *feinschuppige* Aggregat zeigt eine gleichmässig hellgrüne Farbe, Pleochroismus ist nicht zu beobachten. Der optische Charakter der Längszone ist negativ, was in Verbindung mit einer deutlichen Auslöschungsschiefe von 7° auf *Klinochlor* schliessen lässt. Im Innern der Chloritaggregate finden sich sehr häufig kleine *Hornblendenädelchen*, deren Längsrichtung durchwegs parallel der Hauptzone des Chlorits verläuft. Es handelt sich um die noch nicht chloritisierten Reste einer gemeinen, blaugrünen Hornblende, die folgendes Absorptionsschema zeigt:

$$\begin{array}{ccc} c & > & b & > & a \\ \text{blaugrün} & & & & \text{hellgrün.} \end{array}$$

Der Winkel $c : c$ beträgt zirka 19° .

Die nächst äussere *zeisiggrüne* Schale besteht aus *Epidot*, der oft in tafeligen, nach der Basis gestreckten Individuen oder in rundlichen Körnern auftritt. Sie bilden in wirrer Anordnung einen losen Kranz in der Nähe der Peripherie der Variole. Der *Epidot* tritt hauptsächlich in Form des *Klinozoisits* auf, der sich nicht nur durch seine niedern Interferenzfarben (Gelb I. Ordnung), sondern auch hauptsächlich durch die Lage der Bisektrix im stumpfen Winkel der Spaltrisse nach (001) und (100) kennzeichnet.

Weniger häufig wird der höher doppelbrechende (bis Grün II. Ordnung), *eisenreiche Pistazit* nachgewiesen, der sich durch die Lage der Bisektrix im stumpfen Spaltrisswinkel einwandfrei zu erkennen gibt.

Der *weisse, periphere Rand* der Variolen wird durch kleine, buchtig ineinandergreifende Albitkörner gebildet, die bedeutend weniger Einschlüsse aufweisen als die bis zehnmal grösseren Individuen im Zentrum.

Die *Grundmasse* setzt sich aus *Epidot*, *Hornblende* und *Chlorit* als *Hauptgemengteile* zusammen; akzessorisch treten *Titanit*, *Quarz* und *Calcit* dazu. Die *Struktur* ist *granoblastisch* bis *lepidoblastisch*, die *Textur* *lentikulär*. Der quantitativ alle andern Komponenten weit überwiegende *Epidot* ist auffällig durch seine häufigen zonaren Umwachsungen eines eisenreichen *Pistazitkerns* mit eisenärmern *Klinoisit*; seltener werden unregelmässige Durchdringungen beider Mineralien beobachtet. *Hornblende* und *Chlorit* stimmen in ihrer Ausbildung mit denjenigen in den Variolen überein.

Ein Vergleich des besprochenen Gesteines mit der eingehenden Beschreibung der Variolite von *H. Rosenbusch* (l. c., Bd. II³; S. 1280—1288) lehrt, dass die «*Grundmasse*» der meisten alpinen und ausseralpinen Variolite die *grösste Ähnlichkeit* mit der beschriebenen zeigt. Ein *wesentlicher Unterschied* gibt sich dagegen in der Ausbildung der *Variolen* kund, die nach *Rosenbusch* ausnahmslos zu den Sphärokristallen gehören. Aus den Schweizeralpen hat *C. Schmidt* (Lit. 4, S. 57) solche Variolite aus Graubünden beschrieben, deren Variolen im wesentlichen durch radial von einem Punkt ausgehende Oligoklasstrahlen gebildet werden, zwischen denen sich Augit- und Epidotkörner eingestreut finden. Ich halte es für wahrscheinlich, dass durch Rekristallisation aus solchen sphärolitischen die beschriebenen granoblastischen Variolen hervorgehen können.

Variolite mit granoblastischen Variolen sind schon früher bekannt geworden; so beschreibt *C. Schmidt* (Lit. 3, S. 66) Melaphyre vom Kärpfstock, deren Mandeln aus dicht aneinanderliegenden, breiten Plagioklasen bestehen. Neuerdings sind durch *R. Staub* (Lit. 9, S. 254—255) aus der rätischen Decke in Graubünden wiederum Variolite besprochen worden, deren Variolen granoblastisch sind, ohne jede Andeutung von sphärolitischer Struktur.

b) Serpentin und Asbest.

Serpentin erscheint inmitten der Kalkphyllite, in Verbindung mit Grünschiefern, im Vispental in vier getrennten Vorkommen.

Unterhalb Zeneggen tritt am linken Ufer der Visp die grösste Serpentinmasse oberflächlich ungefähr in der Form eines gleichschenkligen Dreiecks zutage, dessen Basis zirka 800 m lang ist und dem linken Ufer der Visp folgt vom Fuss der Felsen unterhalb Im Aesch bis westlich Warthaus. Die Spitze des Dreiecks liegt 500 m nordöstlich von Stadlen am Rande der Terrasse von Zeneggen. Die südwestliche Begrenzung des Serpentin folgt dem Fusse des Steilabsturzes dieser Terrasse, die nordöstliche Grenze verläuft über Im Eich, Eich gegen Zen Stadlen; sie tritt, im Gegensatz zur erstern, orographisch absolut nicht in Erscheinung. Das nördliche Ende der grossen Serpentinmasse zeigt eine deutliche Umbiegung (vgl. Tafel I), die sich durch eine starke Zerrüttung im Serpentin, die bis zur Breccienbildung führen kann, zu erkennen gibt. Eine ähnliche brecciöse Ausbildung wird in der flachen Serpentinlinse angetroffen, die am Abhang nördlich Zen Stadlen über Dolomit ansteht (vgl. Tafel I und III). Durch 1½ m mächtigen, massigen Albitamphibolit ist die grosse Serpentinmasse von den hangenden Kalkphylliten getrennt. Am Kontakt des Amphibolits mit den Kalkschiefern treten westlich Stadlen zahlreiche kupferkieshaltige Quarzlinsen auf. Im Liegenden des Serpentin fehlt der Amphibolit.

Weitere Vorkommen von Serpentin finden sich *südlich Warthaus* sowie *oberhalb Bitzenen*; hier findet sich am Rande der Linse ein wenig mächtiger, dichter, dunkelgrüner Chloritschiefer, der mit grossen, bis 1 cm Durchmesser aufweisenden Magnetitoktaedern gespickt ist.

Für die genauere Untersuchung des Serpentin verweise ich auf die eingehenden Arbeiten von *H. Preiswerk* (Lit. 14, S. 296—298, und Lit. 16), aus denen hervorgeht, dass die bald massigen, bald mehr schiefrigen Serpentine ihrer Hauptmasse nach aus *Antigorit* bestehen. Als Primärgesteine vermutet der Autor *Olivinfels* und untergeordnet *Wehrli*.

Interessant sind die Serpentinvorkommen des Vispertals durch ihren Asbestgehalt. Er wurde durch Ingenieur *Eggenberger* entdeckt, der im Auftrage der «Schweiz. Eternitwerke in Niederurnen» im ganzen Gebiet zahlreiche Schürfungen ausführen liess ¹⁾.

Am asbestreichsten erweist sich die Serpentinmasse unterhalb Zeneggen. Die Abbaustellen lagen hier in der Nähe des Kontaktes der Serpentinmasse gegen die hangenden Grünschiefer oder Kalkphyllite.

Der Serpentin ist vollständig dicht; er zeigt keinerlei Schieferung, dagegen wird er von einem Gewirr zahlloser, meist unregelmässig verlaufender Klüfte durchsetzt. In der Hauptsache handelt es sich anscheinend um primäre Klüftung, die durch ein System sekundärer Klüfte durchsetzt wurde, die oft eine gewisse Regelmässigkeit mit Nord-60°-Oststreichen, 70—80° Südfallen aufweisen. Als Belag beider Kluftsysteme findet sich der *Asbest*. Er bildet hier eine Lage von einigen Millimeter bis zu 10 cm Dicke. Diese Asbestadern zerlegen die ganze Serpentinmasse in grössere oder kleinere Blöcke, die sich beim Abbau oft vollständig von Asbest eingehüllt erwiesen; hin und wieder beim Zusammentritt mehrerer Klüfte kommt es zur Ausbildung von grössern Nestern, die oft einige 100 kg Asbest lieferten. Die Asbestfasern liegen der Kluftfläche in grösserern Spalten meistens parallel, stehen aber sehr oft auch in Querstellung. Die Länge der groben Faserbündel erreicht bis 35 cm; sie lassen sich schon in der Hand zu feinen, wenige Millimeter langen Fäserchen oder gar zu einem groben Pulver zerreiben. Sehr häufig beobachten wir, wie der feinfaserige Asbest in ein dichtes, weisses Gestein übergeht, das sich mit dem Fingernagel kaum ritzen lässt. Häufig enthält der Asbest Einschlüsse von Carbonaten, selten grössere Aggregate von Magnetit.

Die *mikroskopische Untersuchung* lehrt, dass sich der Asbest aus äusserst feinen Fäserchen zusammensetzt. Sie löschen bis zu 18° schief aus und zeigen optisch positiven Charakter der Längszone, ihre Farbe ist lichtgrün, Pleochroismus konnte nicht konstatiert werden. Das Mineral ist unzweifelhaft *Tremolit*. Diesen Befund bestätigt auch die Analyse einer Probe des Asbests von Im Eich. Sie wurde von Dr. *F. Hinden* im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel ausgeführt.

	Tremolit-Asbest Im Eich Anal. P. Hinden	Eisenarme Tremolit-Asbeste ²⁾ Asbest der Insel Balta	Asbest aus Serpentin von Portsoy, Schottland
SiO ₂	57,40	56,15	56,31
TiO ₂	—	—	—
Al ₂ O ₃	2,91	1,54	0,77
Fe ₂ O ₃	0,33	0,39	0,53
FeO	1,72	3,11	2,32
MnO	—	0,77	0,15
MgO	22,80	22,46	23,31
CaO	11,80	11,72	12,58
Na ₂ O	—	0,69	0,63
K ₂ O	—	0,19	0,44
H ₂ O	0,95	2,50	2,94
CO ₂	1,64	—	—
	<u>99,55</u>	<u>99,52</u>	<u>99,98</u>

Aus der Analyse des Asbestes von Im Eich geht hervor, dass es sich um einen eisenarmen Tremolit-Asbest handelt, dessen chemische Zusammensetzung mit den beiden zum Vergleich angeführten Asbest-

¹⁾ In der Zeit vom Mai 1917 bis April 1919 wurde der Asbest von Zeneggen in 6 Tagebauen (Höhe, Schrägraben, Eich, Halde, Vispe; vgl. Tafel I) von den Schweizerischen Eternitwerken A.-G. ausgebeutet. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Ingenieur *H. Eggenberger* wurden in dieser Zeit zirka 560 Tonnen gefördert und in der Eternitfabrik in Niederurnen zu Asbestkarton für Innenverkleidung verarbeitet (vgl. auch Lit. 40, S. 224/25). Die Asbest- ebenso wie die Talkvorkommen der Umgebung von Visp sollen in einer späteren Arbeit eingehend beschrieben werden.

²⁾ *C. Doelter*, l. c., S. 606.

arten die grösste Ähnlichkeit zeigt. Nach unserer Berechnung der Analyse setzt sich der Asbest von Im Eich zusammen aus:

76 % (87 %) Tremolit $(\text{Ca} \cdot (\text{MgFe})_3 \cdot \text{Si}_4\text{O}_{12}) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 11 % (13 %) Hornblende $(\text{Ca} \cdot \text{Mg}_2(\text{AlFe})_2\text{Si}_3\text{O}_{12})$

denen beigemengt sind:

4 % Dolomit

wobei sich ein Überschuss ergibt von

9 % SiO_2

Die Untersuchungen des Asbestes durch *A. Brun* (Lit. 43, S. 217) ergaben einen Schmelzpunkt von 1245° sowie eine sehr hohe Säurebeständigkeit. Bei gewöhnlicher Temperatur lösten sich in verdünnter HCl während 48 Stunden nur 2,2 % des Asbestes. Vor dem Lötrohr schmelzen die einzelnen Fäserchen zu hellgrünem Porzellan.

Unter dem Mikroskop erkennt man auch, dass das oben (S. 115) erwähnte dichte Gestein, gleich dem Asbest, aus feinen, farblosen Hornblendenädelchen besteht. Nach der Art des Vorkommens zu schliessen, geht der Asbest aus diesem Hornblendegestein hervor. Dieser dichte Hornblendefels steht zu den Asbestfasern in einem ähnlichen Verhältnis, wie es *C. Schmidt* von Nephrit und Asbest bei Poschivao beschrieben hat (Lit. 42).

Charakteristisch für die Asbestfaser von Zeneggen, selbst wenn sie in tadelloser Reinheit, weiss und seidenglänzend, ohne die häufigen Beimengungen von Magnetit, Calcit und Talk, auftritt, ist ihre grosse Sprödigkeit. Sie äussert sich nicht nur in der sehr geringen Widerstandsfähigkeit gegen Zug, sondern auch in der erwähnten leichten Zerreibbarkeit zu Pulver. Durch letztere Eigenschaft unterscheidet sich dieser Asbest wesentlich von dem von *C. Schmidt* (Lit. 42, S. 80) beschriebenen Tremolit-Asbest von Canciano aus dem Puschlav, mit welchem er sonst gewisse Ähnlichkeit zeigt.

Die kleinern *Serpentinlinsen* südlich *Warthaus* wie diejenige von *Bitzenen* zeigen ebenfalls vereinzelte, unregelmässige Klüfte, die von einem kurzfasrigen *Tremolit-Asbest* erfüllt sind, dessen Faser aber noch brüchiger ist als diejenige des Asbestes von Zeneggen.

c) Ofenstein und Talk.

Im Vispertal sind vier Vorkommen von Ofenstein bekannt (vgl. Tafel I). Die linksseitigen, westlichen sind ebenfalls an die grosse Serpentinmasse unterhalb Zeneggen gebunden. Nordöstlich oberhalb *Eich*, zirka 1200 m hoch, findet sich inmitten des Gehängeschuttes ein alter, fast völlig verstürzter Ofensteinbruch. Das ehemals hier gebrochene *Talk-Chlorit-Breuneritgestein* tritt anscheinend linsenförmig im Serpentin auf. Dieser Ofenstein zeichnet sich durch seinen hohen Gehalt an Breunerit aus, welches Mineral in zahlreichen Adern und Schlieren das Gestein durchzieht, daneben aber auch in einzelnen bis mehrere Zentimeter grossen Individuen erscheint. Die Textur kann als verworren-schiefzig bezeichnet werden. Bedeutende Mengen von «Ofen- oder Giltstein» sind ferner in der heute verlassenen «*Giltgrube*» südlich der «*Hohenfluh*» gebrochen worden. Nach den Angaben von *H. Gerlach* (Lit. 6, S. 89) bildete der Ofenstein auch hier eine Linse im Serpentin; sie scheint völlig ausgebeutet zu sein. Nach den noch vorhandenen Stücken im Schutt handelt es sich ebenfalls um ein *Talk-Breunerit-Chloritgestein* mit einer massigen bis verworren-schiefrigen Textur.

Ein ganz ähnliches Gestein ist im Walde östlich oberhalb *Bitzenen* am Rande der kleinen Serpentinmasse aufgeschlossen.

Ein weiteres Vorkommen von Ofenstein findet sich auf dem südlichen *Ufer des Breiterbachs* gegenüber der Lokalität *Spiss* (vgl. Tafel I und III). Es wurde schon von *H. Gerlach* erwähnt (Lit. 6, S. 89). Neuerdings hat *H. Preiswerk* die Lagerstätte in zwei Gutachten ¹⁾ näher beschrieben, die zum grössten Teil wörtlich von *H. Fehlmann* (Lit. 46, S. 197—189) veröffentlicht wurden.

¹⁾ *H. Preiswerk*, 1918:

- I. Geologischer Bericht über die Talklagerstätten im Breiterbach und bei Bitzenen oberhalb Visp, nebst Bemerkungen über die Lagerstätten von Ulrichen und Gerental im Oberwallis. Manuskript.
- II. Asbest- und Talkvorkommen im Wallis. Manuskript.

Wie Tafel I zeigt, sind den glimmerreichen, dunkeln Kalkschiefern, in die sich der Unterlauf des Riedbachs eingeschnitten hat, zwei grössere Grünschieferlager konkordant eingelagert; sie streichen entsprechend den umhüllenden Bündnerschiefern N 60—70° W und fallen zirka 25° gegen Süd-Südwesten ein. An der südlichen, Ost-West verlaufenden Schluchtwand tritt am Ausgehenden der tiefern Grünschieferlage eine Linse von *Topfstein* auf, die an der Grenze gegen das Hangende von einem alten Anhau angefahren wurde.

(Vgl. Fig. 18, S. 107.)

Hier beobachtete H. Preiswerk das im «Bergbaubuch» (Lit. 46, S. 197) veröffentlichte Profil. Als Liegendes fand sich der heute vollständig verschüttete Giltstein zirka 2 m mächtig aufgeschlossen. Es ist ein grünliches, massiges *Talk-Breunneritgestein*, das nur untergeordnet Chlorit und Magnetitidioblasten enthält.

Der Talk durchzieht in feinen Äderchen

und Linsen den Giltstein; sie werden nach oben immer grösser und zahlreicher, so dass ein allmählicher Übergang in *reine, blassgrüne Talkschiefer* stattfindet, deren Mächtigkeit an dieser Stelle 20 bis 30 cm beträgt. Abgesehen von *Chlorit* in vereinzelt dunkeln Knötchen besteht diese Schicht aus reinem Talk. Sie wird von 30 cm mächtigen, dunkelgraugrünen, feinen *Chloritschiefern* überlagert, die ihrerseits unter die Kalkschiefer einschneiden.

Gegen Westen verschwindet der Topfstein, er geht in die 3—4 m mächtigen Talkschiefer über, in denen das Stollenmundloch der neuen *Talkmine* angelegt ist. Die Aufschlüsse in dieser Mine haben ergeben, dass der Giltstein auch in südlicher Richtung, d. h. in der Fallrichtung, in Talkschiefer übergeht, dessen Mächtigkeit im Stollen bis zu 5 m beträgt. Es zeigt sich demnach, dass die nur noch wenig ausgedehnte Ofensteinlinse von einer 3—5 m mächtigen Talkhülle umgeben ist ¹⁾.

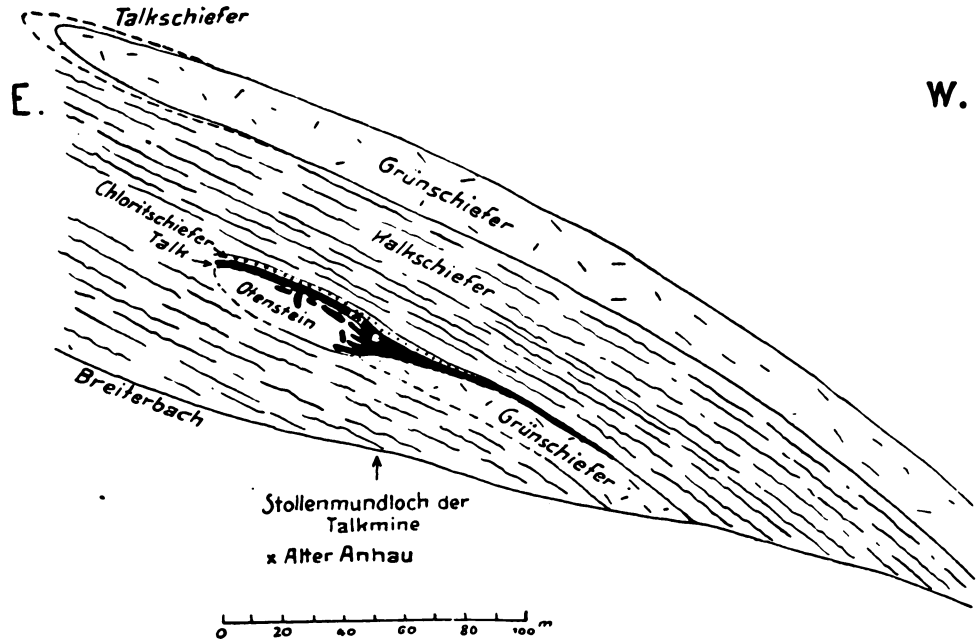


Fig. 14. Profil durch die Grünschiefer-Ofensteinlinsen im Breiterbach.

IV. Morphologie.

1. Abhängigkeit der Orographie von Tektonik und Gesteinsbeschaffenheit.

Im Gegensatz zu fast sämtlichen übrigen südlichen Seitentälern der Rhone mündet das Vispertal gleichshlig ins Haupttal. Erst 7 km oberhalb der Mündung der Visp setzt bei Ackersand eine Talstufe ein, die sich sowohl ins Saas- als auch ins Nicolaital über *Stalden* hinaus verfolgen lässt. Die Bildung dieser *Konfluenzstufe* wurde durch einen Gesteinswechsel begünstigt. Das breite, flache Flussbett unter-

¹⁾ Die Talkgrube «Breiterbach» wird ausgebeutet durch «Talcumwerke Brig». Dieser Talk fand Verwendung z. B. bei der Herstellung der neuen schweizerischen Fünffranknoten. Eine eingehende Beschreibung der Lagerstätte ist ebenfalls für später in Aussicht genommen.

halb Stalden liegt in den weichen Kalkschiefern; während die Schluchten der vereinigten Visp sowie der Saaser- und Mattervisp in die härteren Gneise der Bernharddecke eingeschnitten sind.

Ein weiteres auffallendes Merkmal des Tales stellen die *ungleich steilen Abhänge* dar. Während der westliche Talhang, mit Ausnahme des Sackungsgebietes der «Mährenfälle» (vgl. Tafel I), durchwegs jäh in die Höhe strebt, weist die östliche Talseite überall einen sanfteren Neigungswinkel auf. Die Ursache dieser Erscheinung liegt nicht, wie *F. Nussbaum* (Lit. 30, S. 229) meint, in der verschiedenen Gesteinsbeschaffenheit, sondern im Gebirgsbau begründet. Die westwärts geneigten Schichten fallen auf dem östlichen Abhang talwärts und verhindern so die Anlage einer übersteilen Böschung, während sie ihre Bildung am westlichen Hang begünstigen.

Für diese Annahme sprechen folgende Tatsachen:

1. Das Talquerprofil durch Stalden zeigt eine sehr starke Unsymmetrie, obwohl beide Talseiten durch die gleichen Paragneise der Bernharddecke aufgebaut sind. Der flachere, östliche Abhang wird hier durch die grosse Sackung von Staldenried bedingt; sie soll unter D noch näher beschrieben werden.

2. Obwohl sich von der «Hohen Fluh» bis nach Visp keine wesentlichen Härteunterschiede in den die beiden Abhänge aufbauenden Gesteinen geltend machen, zeigt der östliche Hang bis kurz vor Visp ein wesentlich geringeres Gefälle als der westliche. Dagegen sind am Talausgang beide Abhänge ungefähr gleich steil; die Kalkschiefer streichen hier quer über das Tal und fallen auf beiden Seiten gegen Süden ein.

Aus vorstehendem, geht wohl deutlich hervor, dass die ursprüngliche Trogform des Vispertales in der Ausbildung der westlichen Talseite noch gut zu erkennen ist. Ich glaube, die irrtümliche Auffassung *F. Nussbaums*, der dem Tale eine weitgeöffnete V-Form zuschreibt (Lit. 30, S. 229), beruht allein auf der unglücklichen Wahl seines der Arbeit zugrundegelegten Querprofils, das vom Bonigersee durch die erwähnte Sackung der Mährenfälle nach Visperterminen verläuft (Lit. 30, Fig. 3). Das Profil ist also durch die einzige Stelle im Vispertal geführt, an der durch eine postdiluviale Sackung die unsymmetrische Entwicklung der Talhänge ausgeglichen wurde.

Der abrupte Gesteinswechsel von einer Seite des Vispertales zur andern ist sehr auffallend; dessenungeachtet zeigt die Anlage des Tales als Ganzes keinen deutlichen Zusammenhang mit der Tektonik. Es fanden sich keine Beweise für die Vermutung *H. Preiswerks* (Lit. 14, S. 306) von einer parallel zum Tal verlaufenden Verwerfung. Der rasche Wechsel einzelner Schichtglieder erklärt sich aus dem starken Axialgefälle des ganzen Faltsystems, wie auch durch Ausquetschung gewisser Gesteinskomplexe.

B. Terrassen.

Überblickt man auf der Karte oder von einem hochgelegenen Aussichtspunkte, etwa Gspon, das ganze Vispertal, so erkennt man auf beiden Talseiten deutlich die Reste mehrerer Terrassen.

Wohl die auffälligste verläuft von der Kirche von Zeneggen (1374 m) gegen Südosten hinunter nach dem Weiler Im Aesch (1023 m). Im Südwesten bildet der Abhang, der nach Breitmatten und Diebjen hinaufführt, die Grenze der «Terrasse», gegen Nordosten fällt ihr Rand mit hohen Kalkschieferabstürzen zusammen. Das überaus starke rückläufige Gefälle in Verbindung mit dem schiefen Winkel, den ihre Längsrichtung mit der Axe des Vispertales bildet, lassen diese Oberflächenform nicht als eine gewöhnliche Terrasse erscheinen. Ihre Oberfläche entspricht der Denudationsfläche, welche der Auflagerungsfläche der Bernharddecke mit den liegenden Kalkschiefern parallel verläuft.

Neben dieser Denudationsterrasse finden sich an den Abhängen des Vispertales die Reste dreier Terrassensysteme, die mit der Richtung des Tales parallel liegen.

Die unterste dieser Terrassen liegt auf der östlichen Talseite in einer durchschnittlichen Höhe von 900 m.

Sie trägt die Weiler Ober, Hinter und Unter Stalden, weiter talaufwärts die Häusergruppe über dem Warthaus, dann Barmühle und Staldenried. Charakteristisch für diese Terrasse ist die überaus mächtige Grundmoränenbedeckung, deren Ausmass an den hohen Erdpfunden nördlich Staldenried erkannt werden kann und die sich teilweise bis fast zur Sohle des heutigen Tales ausdehnt. Auffal-

lenderweise fehlen auf der westlichen Talseite in der gleichen Höhe die Reste einer entsprechenden Terrassierung.

Die *nächst höher gelegene Terrasse* wird auf dem rechten Abhang des Vispertales durch die Absätze von Aareggen, 1470 m, der Hanschalp, 1547 m, Ried, 1430 m, und bei Visperterminen durch Unter Biel, 1456 m, sowie Gersteren, 1442 m, gebildet. Eventuell gehört auch der ca. 100 m höher gelegene prägnante Absatz von Riedji, in das gleiche System. Die entsprechenden Terrassenreste sind auf dem gegenüberliegenden Talhang: Törbel, 1491 m, Burgen, 1436 m, Unter Biel, 1446 m, Zeneggen, 1451 m, sowie Unter Hellelen, 1500 m. Auch diese Terrassenflächen sind zum grössten Teil mit Moräne bedeckt. Bei Riedji sowie in der Umgebung von Zeneggen zeigen Gabbrogesteine des Allalingergebietes unzweifelhaft die Herkunft des ehemaligen Eisstromes an; bei Törbel und Burgen übernehmen Gesteine der Arollaserie diese Rolle.

Ganz besonders deutlich sind auf beiden Talseiten die *Reste der obersten Terrassen*. Ich rechne auf der Ostseite die schmalen Terrassen von Ober Sädelti, 2100 m, und Scheidboden, 2093 m, dazu. Das Äquivalent im Westen bildet die weitausgedehnte Terrasse, welche den Bonigersee trägt und eine durchschnittliche Höhe von 2100 m aufweist. Hier finden sich unmittelbar nördlich des Sees typische Rundhöcker; einer von ihnen trägt einen mächtigen erratischen Block Arollagneises.

Das Auftreten dieser *drei Terrassensysteme* wurde von mehreren Forschern übereinstimmend festgestellt (vgl. Penk und Brückner, Lit. 25, S. 610; H. Hess, Lit. 19, S. 321—336; F. Nussbaum, Lit. 30, S. 230). Uneinig sind diese Autoren dagegen in der Deutung ihrer Entstehung. Penk und Brückner sehen im Vispertal die Reste von zwei alten Talböden, H. Hess rekonstruiert dagegen vier ineinandergeschachtelte Tröge, und F. Nussbaum erklärt die Terrassen als Einkerbungen an den Talhängen, welche durch die von den Hauptgletschern auf die Seite gedrängten Saas- resp. Vispgletscher geschaffen wurden.

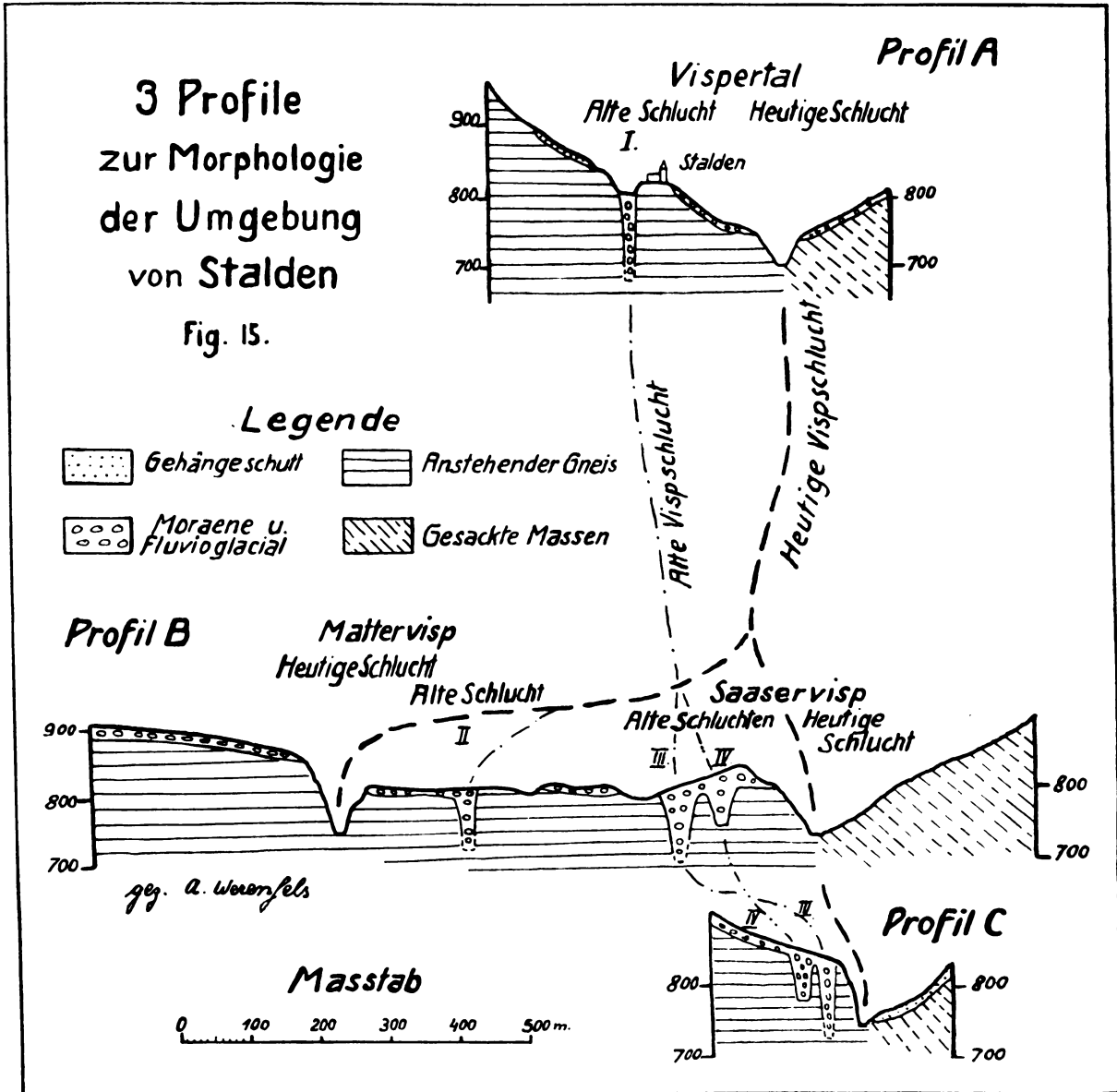
C. Alte Flussläufe.

An der Biegung des Weges unmittelbar unter der Kirche von Stalden fällt dem Beobachter eine zirka 4—5 m breite Kluft auf; deren geglättete, mit Strudellöchern versehenen Wände mit Sicherheit eine alte Schlucht erkennen lassen. Sie kann bis westlich hinter die Kirche verfolgt werden, wo sie unter der Moräne verschwindet. In der südlichen Fortsetzung dieser alten Vispschlucht (I auf Tafel I) fällt eine ungefähr 15 m breite Rinne auf, die sich wenig oberhalb der Brücke ins Saastal hinunter zur Visp zieht. Die typischen Strudellöcher lassen auch hier die alte Erosionsrinne erkennen, die sicher mindestens so tief wie die heutige Schlucht eingeschnitten war, da sich bis zum Niveau des Flusses nur Moränen- und Gehängeschutt in dieser alten Vispklamm finden. Von dieser Abzweigungsstelle der Klamm I bis hinunter zur neuen Vispbrücke bei Ackersand ist von links nirgends die Einmündung einer alten Schlucht festzustellen; sie vereinigte sich unzweifelhaft erst unterhalb dieser Brücke mit dem heutigen Flussbett. (Vgl. Tafel I und Fig. 15, S. 120.)

Das fast rechtwinklige Auftreten der obern Abzweigung der Schlucht I auf die bestehende Mattervispschlucht veranlassen unwillkürlich auf dem jenseitigen Ufer nach einer Fortsetzung Ausschau zu halten. In der Tat gelingt es dort leicht, in einer wenige Meter breiten Rinne auf Moränenmaterial zur Visp hinunterzusteigen. Hier macht man die überraschende Beobachtung, dass sich, nur durch eine zirka 7 m breite Felsmauer von der ersten Rinne geschieden, nördlich davon eine zweite zum Fluss hinuntersenkt. Diese letztere (IV auf Fig. 15 und Tafel I) ist gleichfalls mit Moräne erfüllt, im Gegensatz zur Schlucht III liegt ihre Sohle aber 5 m über dem Niveau der Mattervisp. Nach den obern Einläufen dieser beiden alten Klamm III und IV wurden die bestehenden Schluchten der Matter- und Saaservisp abgesucht.

Auf dem rechten Ufer der Mattervisp findet sich zirka 400 m südwestlich der beschriebenen Stelle die Mündung einer alten Erosionsrinne, die aber nur als untere Ausmündung einer solchen in die bestehende Schlucht gedeutet werden kann. Die obere Abzweigung von der Mattervisp, dieser auf Tafel I und Fig. 15 mit II bezeichneter Klamm, ist problematisch, sie wird zirka 500 m nördlich Hohlerch vermutet, wo sich im Moränenschutt eine ausgedehnte Rutschung nach der bestehenden Schlucht hinunter zeigt, welche wohl durch die an dieser Stelle fehlende Felsunterlage verursacht wird.

Die Eingänge der beiden Schluchten III und IV wurden dagegen im Saastal $\frac{1}{2}$ km oberhalb der Vereinigung beider Vispen entdeckt. Sonderbarerweise sind auch hier beide Einmündungen nur durch eine wenige Meter breite Scheidewand getrennt. In der südlichen Rinne (IV, Profil C, Fig. 15) gelangt es, bis zur Saaservisp hinunterzusteigen; ihre Sohle liegt aber zirka 30 m über dem Flussniveau, im Gegensatz zur nördlichen Klamm, die bis hinunter zur Visp nur Moränenschutt erkennen lässt. Aus den



vorstehenden Beobachtungen ergibt sich wohl unzweifelhaft, dass es sich bei den Schluchten III und IV um alte Erosionsrinnen der Saaservisp handelt, die sich im Sporn zwischen dem Nicolai- und dem Saastal irgendwo kreuzen müssen (vgl. Fig. 15, Profil B und C, sowie Tafel I).

Meine Untersuchungen zeigen also deutlich, dass die heutigen Schluchten in der Umgebung von Stalden zum grössten Teil epigenetischer Entstehung sind.

D. Sackungen und Bergstürze.

Hier muss vor allem die grosse Gneissackung von Staldenried erwähnt werden, die von Prof. A. Buxtorf entdeckt und in einem Gutachten ¹⁾ eingehend beschrieben wurde.

¹⁾ Prof. A. Buxtorf. Bericht über die geologischen Verhältnisse des Zuleitungstollens des Saaservisp. 11. Juni 1915.

Die Begrenzung dieser Sackungsmasse zeigt Tafel I. Ihre nördliche Peripherie fällt mit dem ost-westgerichteten Tal des Rohrbachs zusammen; gegen Westen bildet die Visp die Grenze. Im Südosten ist der Abrissrand noch zu erkennen, der vorhandenen Klüften im Gneis gefolgt ist. Die hohen Felswände nördlich Gspon entsprechen dem stehengebliebenen, intakten Felsen, die Depression zwischen Gspon und Riedji der durch die Sackung erzeugten Nische. Die gesackte Masse selbst verbreitet sich nach Westen und bildet, oft bauchig vorspringend, das wenig steile Gehänge, auf dem Staldenried liegt. Der Beweis, dass für den umschriebenen Komplex von Staldenried wirklich eine Sackung vorliegt, ergibt sich aus dem durchgehenden nord-südlichen Streichen und flachem Bergwärtseinfallen des Gneises in den von Moräne entblösten Felsköpfen im Sackungsgebiet. Diese Lagerungsverhältnisse stehen im Gegensatz zum ost-westlichen Streichen und südlichen Einfallen der Schichten in den intakten Gneisfelsen von Gspon sowohl als in den Kalkschiefern nördlich des Rohrbachs. Die Ursache dieser Sackung liegt wohl in dem ursprünglich übersteilen Talhang, an dem sich in einer Interglazialzeit oder auch postglazial die den Abhang bildende Gneismasse längs einer Kluft unterhalb Gspon löste und auf ihrer Unterlage, den als Schmiermittel funktionierenden graphitischen Schiefern, ganz allmählich, ohne den Schichtverband aufzugeben, zur Visp hinunterglitt. Dabei vollführte die ganze Masse, auf der Karte betrachtet, eine Bewegung im entgegengesetzten Sinne der Uhrzeigerdrehung, wobei sich die obersten östlichsten Partien der Sackungsmasse zirka 300 m gesenkt haben mögen. Während diese Bewegung im grossen und ganzen zur Ruhe gekommen ist, gleitet eine sekundäre Rutschung, zum Teil eine Art Bergschlipf, längs des Rohrbaches im obern Teil der Sackungsmasse noch immer zu Tal, wie die vollständige Zerstörung des mehrfach erwähnten Zuleitungsstollens an dieser Stelle im Laufe von 13 Jahren beweist.

Eine zweite grosse Sackungsmasse befindet sich zwischen der Neuen Brücke und Im Aesch im Gebiete der sogenannten *Mährenfälle* (vgl. Tafel I). Der Abrissrand der gesackten Massen verläuft entlang dem halbkreisförmigen Felsabsturz, der sich von Im Aesch gegen Unterfluh zieht. Die unterhalb diesem Absturz zu beobachtenden Gneisköpfe sind alle stark gelockert, zudem weist das ganze Gebiet bis hinunter zur Visp die eigentümlich bauchig vorspringenden Formen auf, wie sie auch die Sackungsmasse von Staldenried auszeichnen. Die Sackung der Mährenfälle wurde anscheinend durch das Unterschneiden des Abhanges durch eine alte Visp verursacht, deren Bett dann durch die gesackten Massen verschüttet wurde. Es entstand bei Neu-Brücke ein neuer, weiter östlich gelegener Visplauf, dessen Jugendlichkeit sich aus dem engen, in Kalkschiefer eingeschnittenen Bett ergibt. Die Tatsache, dass sich oberhalb der Neuen Brücke keine Anzeichen für einen ehemaligen See finden, zeigt, dass sich die Sackungsbewegung auch hier langsam vollzogen haben muss. Im Gegensatz zu Staldenried findet sich bei der Mährenfälle keine Moräne auf den gesackten Massen, es handelt sich hier jedenfalls um eine *postglaziale Bewegung*, der *nachträglich* ein grösserer *Bergsturz* folgte, der gleichfalls von der erwähnten halbkreisförmigen Felswand losgebrochen ist.

Weitere *kleinere Bergstürze* ereigneten sich im Vispertal, ebenfalls in postglazialer Zeit, an folgenden Orten:

Südlich oberhalb *Im Eich* stürzte aus der hohen Kalkschieferwand eine beträchtliche Gesteinsmasse zu Tal.

Westlich Unter Biel und *Im Gestein* lösten sich grössere Massen von Triasquarzit und verursachten kleinere *Bergstürze*.

Endlich findet sich ein grösseres Bergsturztrümmerfeld auf dem *Hohbord* unterhalb *Törbel*. Die Gneismassen stürzten hier nach den Aussagen der Bewohner am Anfange des letzten Jahrhunderts von der «Fluh» hinunter.

V. Zusammenfassung.

Im Vispertal sind die *Sericitalbitschiefer* und -gneise der Bernharddecke nicht nur am Rande gegen die mesozoischen Schichten von *graphitführenden, kristallinen Schiefern* begleitet, sondern diese treten auch inmitten der Casannaschiefer der Decke auf. Die graphit- und anthrazitführenden Quarzitphyllite und Gneise der Region Vispertal-Simplon stehen nicht in direktem Zusammenhang mit dem als mittleres Westphalien bis unteres Stephanien sichergestellten Carbon von *Turtmann*; die Deutung des carbonischen Alters dieser graphitischen Schiefer ist unsicher; sie stützt sich auf den beträchtlichen Kohlenstoffgehalt und ihre ausgedehnte Verbreitung. Der Kohlenstoff ist hauptsächlich als *Graphit* speziell in der Form des Graphitits vorhanden, nur ganz untergeordnet tritt er auch als Anthrazit auf. Der durchschnittliche Gehalt an kohligem Substanz beträgt 9,6 %; er steigt im Anthrazit von Gspon auf 56,7 %. Die mehrfach einwandfrei konstatierten vertikalen Übergänge der carbonischen Phyllite und Gneise zu den Casannaschiefern weisen auch auf ein carbonisches Alter der letztern hin. Man kann dementsprechend die gesamten kristallinen Schiefer der Bernharddecke im Vispertal nach *P. Termier* zur «*série cristallophyllienne B*» stellen, wobei allerdings betont werden muss, dass sich hier für die Zugehörigkeit permischer und triassischer Sedimente zu dieser Serie von Paragneisen keine Anhaltspunkte finden.

Dynamometamorphe, rosa gefärbte, permische Konglomerate treten nur in Verbindung mit dem Quarzit der untern Trias westlich des Vispertals auf. Im Gebiet des Tales selbst fehlen sie, wie auch die triassischen Quarzite stark zurücktreten. Die kalkige, obere Trias erscheint nur am Rande des zur Monte Leone-Ofenhorndecke gehörenden Gantergneises rings um das Gebirge in bedeutenden Massen.

Die *Bündnerschiefer* des Vispertals sind in penninischer Facies entwickelt. Sie enthalten auch graphitreichere Lagen. Ihre basalen Horizonte, meist dichte, oft marmorisierte Kalke, sind anscheinend ebenfalls triassischen Alters. Sie sind durch ausgedehnte Lager tuffoider Grünschiefer charakterisiert; bei der Lokalität Spiss zeigen diese Variolitbildung. — Auch die höheren mesozoischen Sedimente sind reich an Einlagerungen ophiolitischer Gesteine. In genetischer Hinsicht interessant ist darin südlich des Schlüsselackers eine Grünschieferlinse, die im Zentrum typische Reste ophitischer Struktur und am Rande Anzeichen endomorpher Kontaktbildungen aufweist. Neben Grünschieferlinsen treten auch solche von Serpentin auf, von denen sich das grosse Lager unterhalb Zeneggens durch seinen Reichtum an nicht spinnbarem Tremolit-Asbest auszeichnet. Die *tektonischen Verhältnisse* sind aus der Profiltafel (Tafel II) zu erkennen.

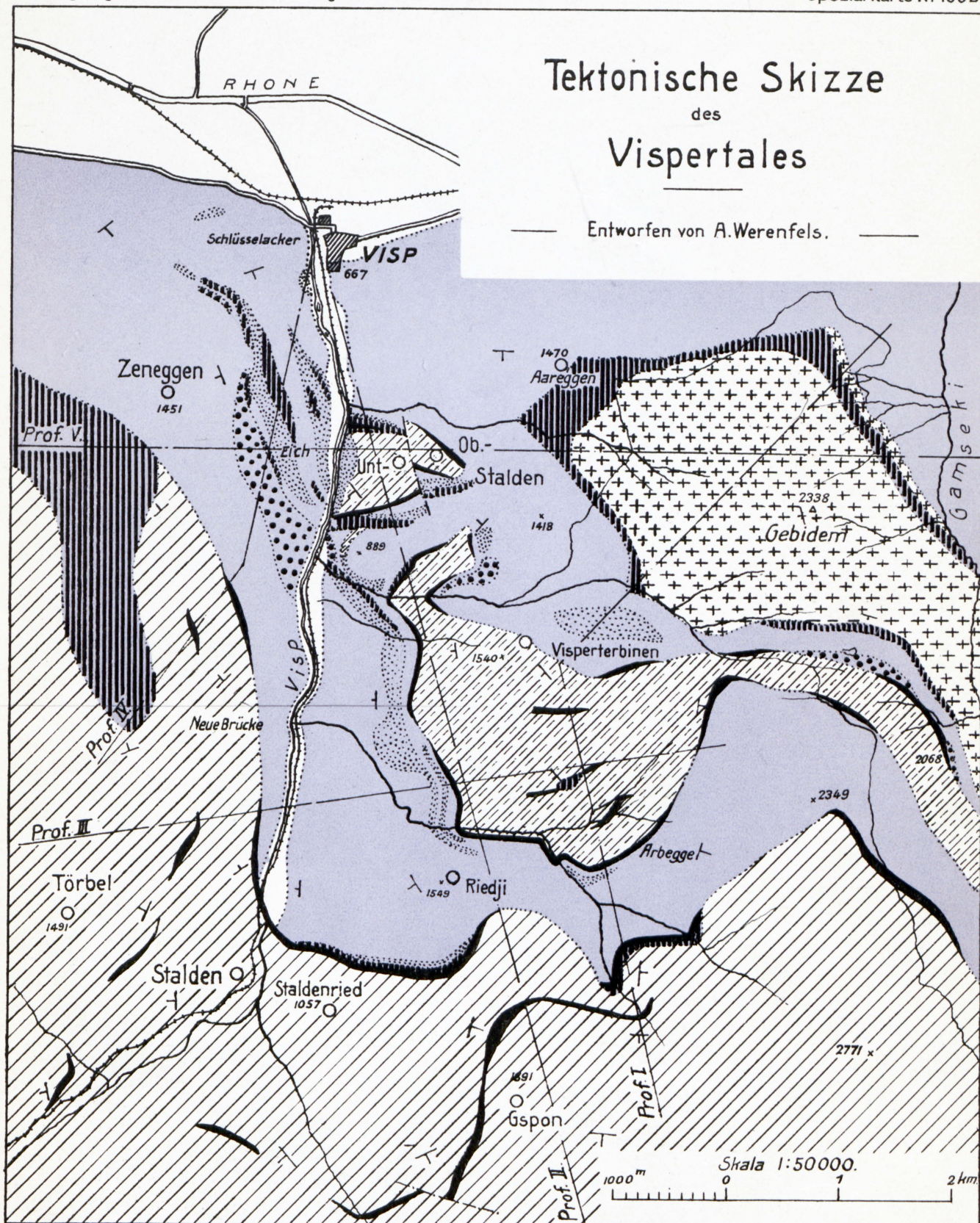
Literaturverzeichnis.

1869. 1. *H. Gerlach*. Die Penninischen Alpen. Beiträge zur Geologie der Schweiz, mit 1 Karte. 1 : 200,000.
Neue Denkschriften der allgemeinen schweizerischen Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften. Bd. XXIII. H. Georg, Genf und Basel. Abgedruckt in den Beiträgen zur geol. Karte der Schweiz, Lief. XXVII ohne die Karte 1 : 200,000. J. Dalp, Bern 1883.
1871. 2. *H. Gerlach*. Das südwestliche Wallis. — Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Lief. IX.
1887. 3. *C. Schmidt*. Diabasporphyrite und Melaphyre vom Nordabhang der Schweizeralpen. — Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Jahrgang 1887. Bd. I.
1891. 4. *C. Schmidt*. Beiträge zur Kenntnis der im Gebiet von Blatt XIV der geol. Karte der Schweiz in 1 : 100,000 auftretenden Gesteine. Anhang zur XXV. Lieferung der Beiträge zur geol. Karte der Schweiz.
1891. 5. *P. Termier*. Etude sur la construction géologique du massif de la Vanoise (Alpes de Savoie). — Bull. Serv. carte géol. de France. T. II. N° 20.
1894. 6. *M. Bertrand*. Etudes dans les Alpes françaises. Bull. soc. géol. de France, 3^e série, tome XXII, année 1894, Paris, séance du 22 janvier 1894.
1895. 7. *S. Franchi* et *V. Novarese*. Appunti geologici et petrografici sui dintorni di Pinerolo. Boll. R. Com. Geol. XXVI.
1896. 8. *C. Haug*. Etudes sur la tectonique des Alpes suisses. Bull. soc. géol. de France. 1896.
1896. 9. *V. Novarese*. Rilavamento geologico del 1895 nella Val Pellice (Alpe Cozie). — Boll. R. Com. Geol. XXVII. 1896.
1898. 10. *V. Novarese*. I Giacimenti di Grafite delle Alpe Cozie. — Boll. R. Com. Geol. XXIX. 1898 (con cartina).
1901. 11. *H. Preiswerk*. Über Dunitserpentin am Geisspfadpass im Oberwallis. — Inauguraldissertation. Basel.
1901. 12. *P. Termier*. Sur les trois séries cristallophylliennes des Alpes occidentales. — Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences. Tome 133. Paris.
1903. 13. *N. Pellati*. Studio Geologico-Minerario sui Giacimenti di Antracite delle Alpi occidentali Italiane. — Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia. Volume XII. Roma.
1903. 14. *H. Preiswerk*. Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. — Verh. d. naturf. Ges. Basel. Bd. 15, H. 2.
1903. 15. *P. Termier*. Les Montagnes entre Briançon et Vallouise. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris 1903.
1907. 16. *H. Preiswerk*. Die Grünschiefer im Jura und Trias des Simplongebietes. I. Teil. — Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lief. XXVI.
1907. 17. *C. Schmidt*. Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. — Eclog. geol. Helv. vol. IX.
1907. 18. *C. Schmidt*, *H. Preiswerk* und *A. Stella*. Geologische Karte des Simplongebietes in 1 : 50,000 mit Erläuterungen von C. Schmidt und H. Preiswerk. Herausgegeben von der geolog. Kommission der Schweiz. naturf. Ges., Nr. 6.
1908. 19. *H. Hess*. Alte Talböden im Rhonegebiet, pag. 321—361. — Zeitschrift für Gletscherkunde, II. Bd. 1908.

1908. 20. *Reale Ufficio Geologico*. Carta geologica delle Alpi occidentali. Dedotta dai Rilevamenti eseguiti dagli Ingegneri del R. Corpo delle Miniere, dal 1888 al 1906 essendo direttori del Servizio geologico F. Giordana († 1892) e N. Pellati († 1907) Roma. Scala di 1 : 400,000.
1908. 21. *Em. Argand*. Carte géologique du massif de la Dent Blanche, 1 : 50,000. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, nouv. Série. Livr. XXIII, carte spéciale n° 52. Publiée par la Commission géologique Suisse.
1908. 22. *W. Kilian, J. Révil*. Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Mémoires pour servir à l'exploitation de la carte géologique détaillée de la France. Tome I et II. Paris 1908.
1909. 23. *E. Argand*. L'Exploration géologique des Alpes pennines centrales. Bulletin des Laboratoires de Géologie, Géographie physique, Minéralogie et Paléontologie de l'Université de Lausanne. Bulletin n° 14.
1909. 24. *Emile Haug*. Les géosynclinaux de la chaîne alpine pendant les temps secondaires. — Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Tome CXLVIII. Paris.
1909. 25. *A. Penk und E. Brückner*. Die Alpen im Eiszeitalter. Zweiter Band: Die Eiszeiten in den nördlichen Westalpen. — Ch. H. Tauchnitz. Leipzig 1909.
1909. 26. *H. Schardt*. Coup d'œil sur la Géologie et la Tectonique des Alpes du Canton du Valais. — Bulletin de la Société Murithienne des Sciences naturelles du Valais. Tome XXXV, 1908.
1910. 27. *E. Argand*. Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. — Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, nouv. Série. Livr. XXXI. Berne 1911.
1911. 28. *E. Argand*. Sur la limite des deux séries cristallo-phylliennes compréhensives des Alpes occidentales. — Procès-verbaux de la Société vaudoise des sciences naturelles. Séance du 5 juillet 1911.
1911. 29. *B. G. Escher*. Über die prätriassische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli). Dissertation, Zürich. Amsterdam 1911.
1911. 30. *F. Nussbaum*. Die Tal- und Bergformen des Vispergebietes. — Jahrbuch des S. A. C., XLVI, 1910.
1912. 31. *E. Argand*. Les Nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Essais de carte structurale, 1 : 500 000, avec 3 pl. de profile. — Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, nouv. Série. Livr. XXVII, carte spéciale n° 64. Publiés par la Commission géologique Suisse.
1912. 32. *A. Rothpletz*. Zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. — Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 64, Jahrg. 1912. Monatsbericht Nr. 4.
1912. 33. *E. Argand*. Observations sur la tectonique de la grande zone permohouillère des Alpes occidentales. — Eclog. geol. Helv., vol. XI, n° 6.
1913. 34. *H. Preiswerk*. Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel. — Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft. Basel, Bd. XXIV.
1914. 35. *A. Rothpletz*. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. — Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 66, Jahrg. 1914, Abhandl. Heft 1/2.
1914. 36. *H. Preiswerk*. Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet. — Ecl. geol. Helv., vol. XIII, n° 2.
1915. 37. *Rudolf Staub*. Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebiet. — Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich, Jahrg. 60, 1915.
1916. 38. *E. Argand*. Sur l'arc des Alpes occidentales. — Ecl. geol. Helv., Bd. XIV, n° 1.
1916. 39. *F. Becke*. Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. — Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie, Bd. 5. Jena 1916.
1917. 40. *L. Milch*, in Breslau. Über Adinole und Adinolschiefer des Harzes. — Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 69, 1917. Berlin 1918.
1917. 41. *Max Gonsalves*. Der Simplontunnel. — Eine petrographische Studie. — Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 69, pag. 487—517.

1917. 42. *C. Schmidt*. Asbest und Nephrit von Poschiavo in Graubünden. — Zeitschrift für praktische Geologie, Heft 5, 1917.
1918. 43. *M. Lugeon*. Sur quelques charbons d'âge non carbonière de la vallée du Rhône valaisan. — Procès-verbaux de la Société vaudoise des sciences nat. Séance du 20 février 1918.
1919. 44. *A. Buxtorf*. Aus der Talgeschichte der Via Mala. — „Heim-Festschrift“. — Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich, 1919.
1919. 45. *Albert Heim*. Geologie der Schweiz. — Bd. I und Bd. II bis und mit Heft 4. — Leipzig 1919. Chr. H. Tauchnitz.
1919. 46. *H. Fehlmann*. Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. — Kümmerly und Frey, Bern 1919.
1920. 47. *Rudolf Staub*. Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. — Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich, Bd. LXV.
1920. 48. *C. Schmidt*. Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse, 1 : 500,000. — I. Charbons-Asphalte, Pétrole, Gaz naturels, Schistes bitumineux, II. Sels, III. Minéraux. — Matériaux pour la Géologie de la Suisse publiés aux frais de la Confédération par la Commission géotechnique de la Société helvétique des Sciences naturelles. A. Franke, Bern.





Graph. Anstalt W. Wassermann, Basel

Legende:

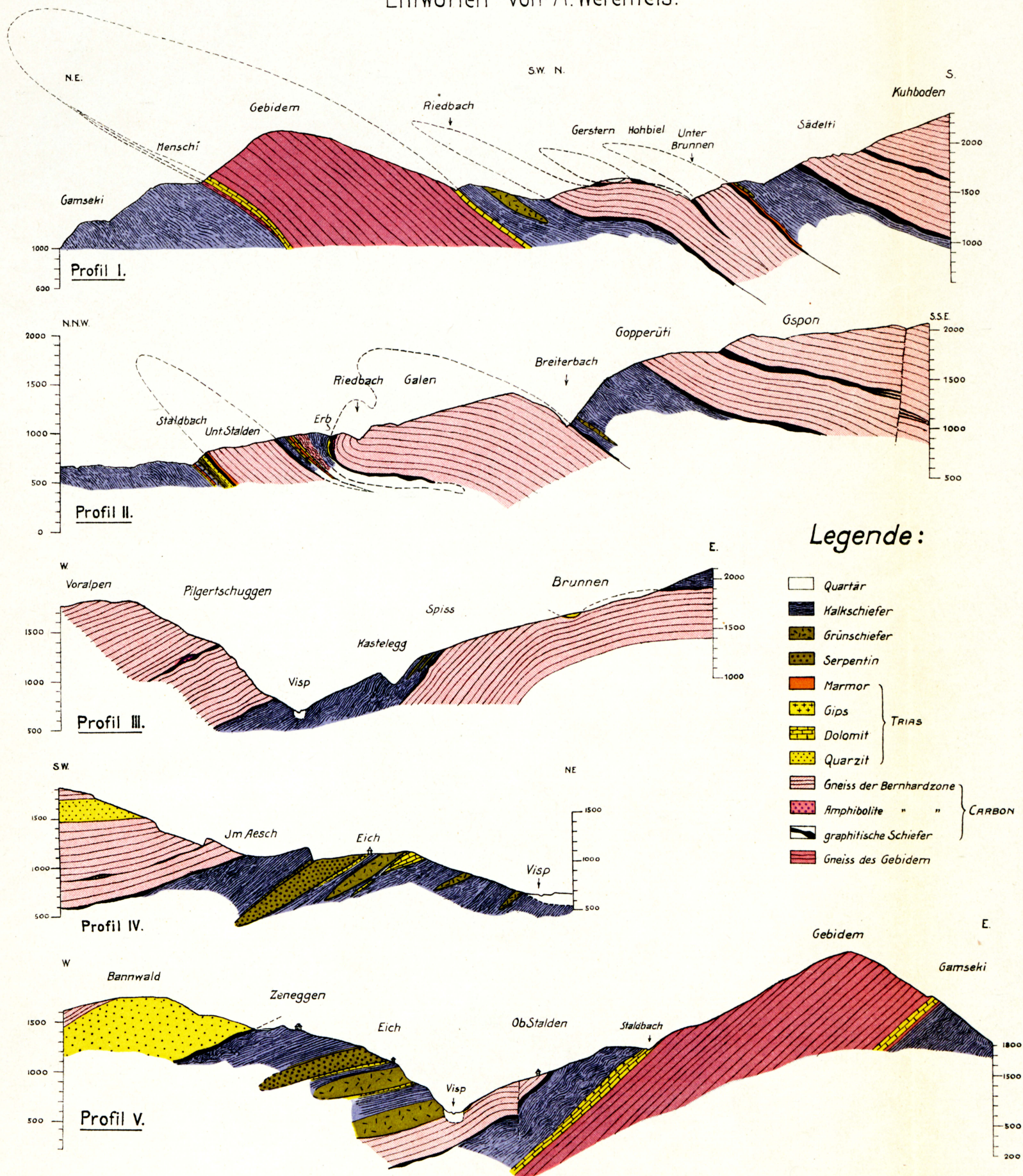
- Talboden
 - Kalkschiefer
 - Grünschiefer
 - Serpentin
- } Jura

- Marmor, Dolomit, Gyps & Quarzit der Trias
- Graphit & Anthrazit = führende Schiefer d. Carbon

- Kristalline Schiefer der Bernhardecke
- Löffel v. Visperterbinen
- Gantergneis der Leonedecke

Profile durch das Vispertal.

Entworfen von A. Werenfels.

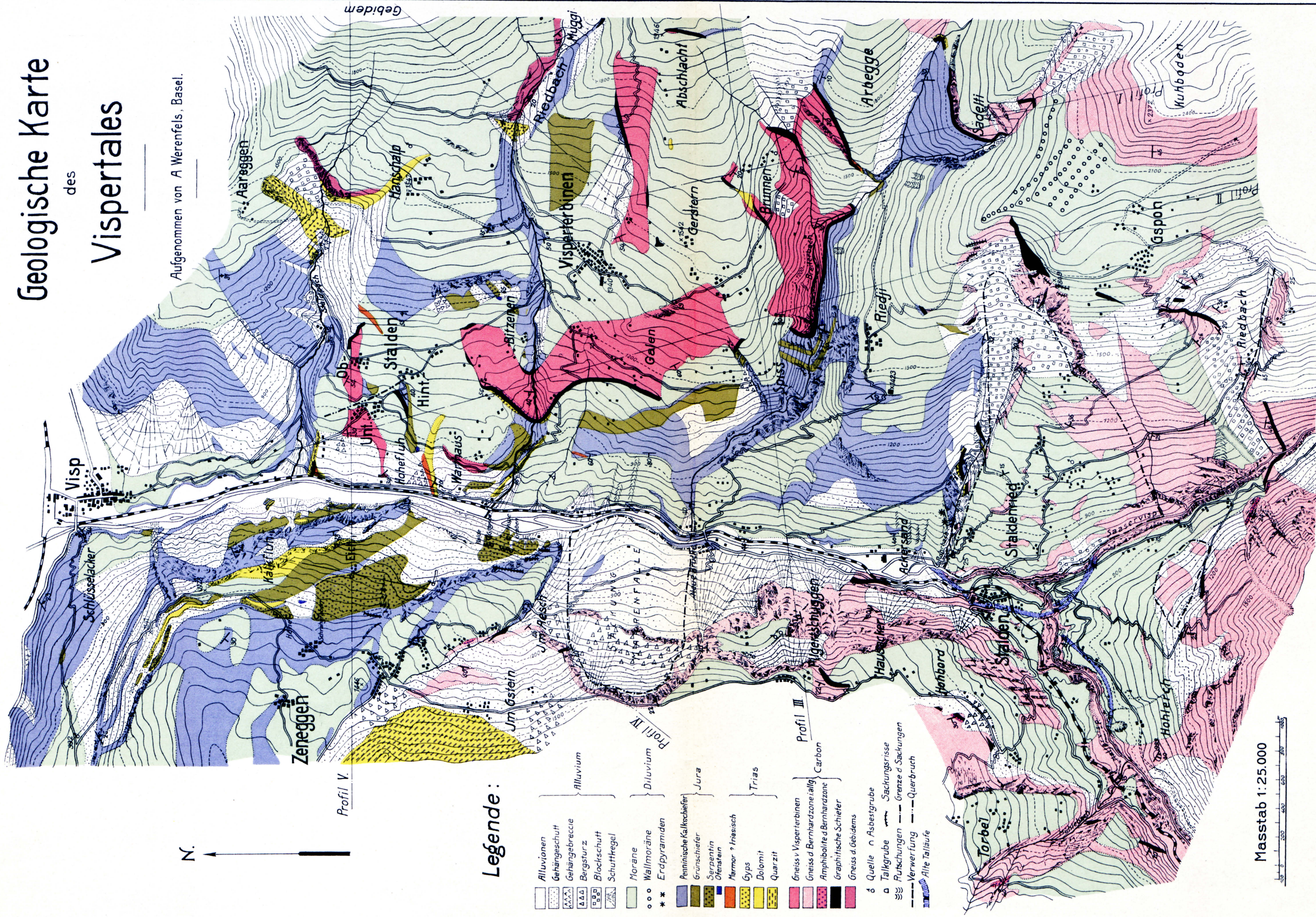


Masstab 1: 50.000

1 km 1/2 0 1/2 2 km

Geologische Karte des Vispertales

Aufgenommen von A Werenfels, Basel.



Masstab 1:25.000