

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	55 (1962)
Heft:	2
Artikel:	Compte rendu de la 78e Assemblée générale de la Société Géologique Suisse, à Scuol : samedi 8 septembre 1962
Autor:	[s.n.]
Kapitel:	B: 78e Assemblée général ordinaire : samedi, le 8 septembre 1962
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-162931

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 22.02.2026

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

Sie überzeugten sich von der gewissenhaften Verbuchung der Einnahmen und Ausgaben und deren Übereinstimmung mit den Belegen.

Die auf den 31. Dezember 1961 in der Bilanz aufgeführten Aktiven sind durch Postcheck- und Bankausweise belegt. Die Ausscheidung der Vermögenswerte auf die einzelnen Fonds ist richtig vorgenommen worden. Der zusammenfassende Rechnungsbericht stimmt mit der detaillierten Buchführung überein.

Die Rechnungsrevisoren beantragen der Gesellschaft die Jahresrechnung 1961 zu genehmigen, dem Herrn Kassier Décharge zu erteilen und ihm für die der Gesellschaft geleistete grosse und zeitraubende Arbeit bestens zu danken.

Schaffhausen, den 10. Februar 1962.

Die Revisoren:

L. HAUBER J. NEHER

B. 78^e Assemblée général ordinaire

Samedi, le 8 septembre 1962

Séance administrative, à 9 h, à l'Hôtel de la Poste, Scuol

Le président, M. AUG. LOMBARD souhaite la bienvenue aux 27 membres présents et donne lecture du rapport du Comité pour l'exercice 1961-62 qui est approuvé par l'Assemblée. De même, les rapports du rédacteur, du trésorier et des vérificateurs des comptes ainsi que le budget pour 1962 sont acceptés à l'unanimité.

A la suite de la démission statutaire de M. le Professeur ALBERT STRECKEISEN, auquel des remerciements sont adressés, il est procédé à l'élection d'un nouveau membre du Comité. L'Assemblée élit à l'unanimité, sur proposition du Comité, M. le Dr FRITZ BURRI, Bâle, qui remplira la charge d'Assesseur.

L'Assemblée élit à l'unanimité M. le PD Dr RONALD CHESSEX, Lausanne, comme vérificateur des comptes, à la suite de la démission de M. le Dr LUCAS HAUBER que le président remercie.

Sur proposition du Comité, le montant des cotisations reste inchangé.

Le Comité propose une modification de l'art. 8 § 3 des statuts, en faveur des membres âgés se trouvant dans une situation financière difficile. Cette modification est acceptée à l'unanimité. Le § 3 de l'art. 8 des statuts sera ainsi rédigé (nouveau texte en italique):

Après 50 ans de sociétariat, les membres personnels sont libérés du paiement de la cotisation et considérés comme membres à vie. *Le Comité se réserve, dans des cas particuliers, de raccourcir ce délai.*

Nach 50jähriger Mitgliedschaft werden persönliche Mitglieder von der Bezahlung weiterer Jahresbeiträge befreit und als lebenslängliche Mitglieder betrachtet. *In speziellen Fällen kann der Vorstand die lebenslängliche Mitgliedschaft bereits früher aussprechen.*

Comme Présidents d'Honneur de la séance scientifique ci-après, ont été choisis MM. les Professeurs Dr ALFREDO RITTMANN, JOOS CADISCH & WERNER HEISSEL.

Le secrétaire: L. PUGIN

Wissenschaftliche Sitzung vom 8. September 1962
Gleichzeitig Sitzung der Sektion für Geologie der SNG.

Vormittagssitzung, gemeinsam mit der
SCHWEIZ. MINERALOGISCHEN UND PETROGRAPHISCHEN GESELLSCHAFT

1. – JOOS CADISCH (Bern): **Probleme des Unterengadiner Fensters.** Erscheint später.

2. – EDUARD WENK (Basel): **Einige Besonderheiten des unterostalpinen Kristallins im Unterengadin.**

Das Tasna-Kristallin im Unterengadin besteht einsteils aus Granit, Quarzdiorit und Diorit, sowie aus schlierigen Mischgesteinen mit dunklen Schollen und pegmatitischem oder aplitischem Adermaterial; Lamprophyre sind sehr selten. Andernteils treten Glimmerquarzite, unregelmässig gebänderte, meist quarzreiche Gneisse, Konglomeratgneisse und Breccien auf, seltener Chloritschiefer und Amphibolite. Meta-Pelite sind im Vergleich zu anderen Gebieten von untergeordneter Bedeutung.

Kennzeichnend für dieses Kristallin ist die grosse Verbreitung von massigen Eruptivgesteinen, wie vor allem die Aufschlüsse an der Plattamala und des Sass Majur oberhalb Ftan zeigen. Massige Intrusivgesteine herrschen in den Deckenkomplexen Graubündens nur noch im Bernina–Julier–Err–Albula–Gebiet vor, während sonst metamorphe Gesteine weitaus dominieren.

Der ursprüngliche Mineralbestand der Tasna-Gesteine wurde im Verlaufe der alpinen Gebirgsbildung durch Saussuritisierung, Sericitisierung und Chloritisierung, wie auch durch Neubildung von Stilpnomelan verändert, was ihre Grünfärbung bedingte. Die Feldspat- und Quarzkörner erscheinen mechanisch stark beansprucht; sie sind undulös oder in schwach gegeneinander verstellte Bruchstücke zerlegt, ohne dass allerdings die ursprüngliche Kornform wesentlich verändert wurde. Schon makroskopisch ist die Durchklüftung, die Zerscherung und die Bildung eines hydrothermalen Aderwerkes von Quarz, Albit, Calcit und Prehnit gut zu erkennen. Aber Granit bleibt dabei Granit. Das Gestein ist nicht vergneist, sondern blass längs einzelner Scherflächenscharen verschiefert. Die Grünfärbung der Gesteine steht im Zusammenhang mit der unter Stress erfolgten Anpassung des Mineralbestandes an epithemale Bedingungen. Wie die Demonstration von Handstücken zeigt, sind die Unterengadiner Granite und Quarzdiorite von analogen Typen des Albulapasses und Juliergebietes nicht zu unterscheiden. Beide Serien treten in der gleichen tektonischen Lage auf, im Hangenden von grossen Ophiolithmassen, und im Liegenden des Silvrettakristallins. Vom Oberengadin ausgehend wurde ja seinerzeit auch das Tasna-Kristallin als unterostalpin erkannt.

Die sauren Intrusivgesteine des Unterengadins haben eine spezielle chemische Zusammensetzung. Sie veranlasste PAUL NIGGLI zur Aufstellung der c-armen

engadinitgranitischen und tasnagranitischen Magmentypen. Engadinitgranitisch sind die Typengesteine der Plattamala und viele unterostalpine Gesteine des Oberengadins, sowie einige Typen der Zentralmassive und die «graniti subalpini» NW des Lago Maggiore.

Im Korngefüge fallen vor allem die vorzüglich ausgebildete Böhmsche Streifung im Quarz auf sowie die verbogenen polysynthetischen Zwillingsslamellen der Plagioklase und die perthitischen Alkalifeldspäte. Wie schon VAN LOON 1960 zeigte, steht die Bildung der Unterengadiner Aderperthite im Zusammenhang mit der Kataklase. Die Entmischung der ursprünglichen Na-K-Feldspäte wurde bei der gegebenen niedrigen Temperatur durch die Pressung ausgelöst. Bei diesem Vorgang erscheint die ungleiche Mobilität von Na und K bemerkenswert: Die Albitspindeln der Perthite reichen bis zum Kornrand, und ihre Substanz baut dort klare Albitsäume auf. Das Bild des Kornverbandes spricht nicht für Na-Zufuhr von aussen her und auch nicht dafür, dass der Alkalifeldspat wuchs, sondern belegt vielmehr, dass das Si-Al-Gerüst vor und nach der Entmischung das gleiche war. Es hat jedoch im mm-Bereich eine Stoffsonderung stattgefunden, bei der das Kalium sich im Kern konzentrierte, das Natrium aber viel beweglicher war und zum Kornrand wanderte. Die beiden wichtigen Alkalien verhalten sich also in diesem relativ hohen tektonischen Niveau – Überdeckung 3 bis 5 km, je nachdem, wie gross die Mächtigkeit der Silvretta-Decke eingesetzt wird – gegensätzlich und anders, als wir es in grösserer Tiefe, beispielsweise im Tessin, feststellen. Diese Beobachtung ist beachtenswert und sollte weiterverfolgt werden, wenn einmal die ganz andere, regionale, Aufgabe angepackt wird, anhand von geochemischen Reihenuntersuchungen das Problem der Na-Metasomatose im epithermalen alpinen Raum zu studieren.

Das bei der Ankündigung des Vortrages ahnungslos hingesetzte Beiwort «unterostalpin» bedarf eines Kommentars, da R. TRÜMPY 1960 und V. STREIFF 1962 die Falknis- und die Tasna-Serie auf Grund von stratigraphisch-paläogeographischen Argumenten als penninische Einheiten auffassen. Die geographischen Bezeichnungen «penninisch» und «ostalpin» wurden von den Geologen als *tektonische Begriffe* benutzt und definiert, wobei im Grenzgebiet zwischen den West- und Ostalpen im allgemeinen die Trennfläche zwischen der Margna- und der Julier-Err-Masse als Demarkationslinie diente (was allerdings für die Zuordnung der Dent Blanche-Decke peinlich ist, da ihre Gesteine teils denjenigen der Margna, teils jenen der Bernina-Decke entsprechen).

Vorgänge, auf die wir noch zu sprechen kommen werden, verunmöglichen eine geologisch-tektonische Parallelisierung der Einheiten des Wallis mit jenen Graubündens durch die Wurzelzone hindurch. Deshalb wurden schon lange lithologische Kriterien zu Hilfe genommen, und hier entsteht ein Dilemma: Sowohl die kristalline Hauptmasse der Überschiebungsdecken als auch ihre Sedimenthaut können zur Beurteilung der Zusammengehörigkeit herangezogen werden. Die beiden verschiedenartigen Kriterien führen, wie das Exempel zeigt, nicht immer zum gleichen Resultat.

Der Verfasser kann nur vom Kristallin aus urteilen, ohne damit die Argumente seiner von den Sedimenten ausgehenden Kollegen entwerten zu wollen. Die petrographische Vergleichbarkeit der Kristallinplatten ist ein uraltes Kriterium

der Alpengeologie. Auf diese Weise wurde das Gneiss-, Schiefer- und Amphibolitgebirge der oberostalpinen Einheiten Silvretta, Scarl und Ötztal, das von intermediären und basischen Ganggesteinen durchbrochen und von permischen und mesozoischen Sedimenten diskordant überlagert wird, einwandfrei mit dem insubrischen Kristallin des Ceneri-Gebietes und der Catena Orobica parallelisiert. Die stratigraphischen Argumente ergeben in diesem Falle das gleiche Resultat. Die oberostalpine Gruppe ist somit gut fundiert und unbestritten.

Anders steht es mit dem Unterostalpin. Die Petrographen müssen auf der Verwandtschaft der Kristallinprovinzen Arolla, Bernina, Julier, Err, Albula und Tasna beharren und auch auf dem Argument, dass dies die einzigen Deckenbereiche sind, in denen herzynische Granite bis Diorite weitaus vorherrschen. Sie können auch anführen, dass ihre Parallelisierung zwischen dem Unterostalpin des Oberengadins und dem Tasna-Kristallin des Unterengadins keine Telekorrelation darstellt, sondern über 30 km hinweg (Albulapass–Ardez) die unmittelbare Unterlage der gleichen Decke (Silvretta) vergleicht. Sollte sich ergeben, dass die Saluver-Serie mit ihrer «orogenen Fazies» und die Tasna-Serie zwei verschiedene Welten darstellen und dass auf Grund von paläogeographischen und faziellen Argumenten die Schichtfolgen des Unterengadins penninischen Charakter tragen, dass also die faziellen Grenzen der Sedimentdecke schief zu jenen des Sockels verlaufen, so stünden wir vor einer für die Alpenforschung bedeutsamen, neuen Situation. Angesichts der tektonischen Bedeutung der Worte «ostalpin» und «penninisch» wäre es erwünscht, den Beweis auch mit strukturellen Mitteln zu erbringen und mit Methoden, die bisher in Graubünden kaum angewandt wurden, zu prüfen, ob die Scherflächen, welche die Kristallinplatten der heutigen Überschiebungsdecken von ihrer alten Unterlage abtrennten, wirklich parallel zu den Faziesgrenzen der mesozoischen Sedimente, aber schief zum Zonenbau des Kristallins verlaufen. Wäre dies der Fall, so müssten neue Bezeichnungen für lithologisch verwandte Kristallinfolgen gesucht werden.

Die Petrographen sind seit einigen Jahren zurückhaltend geworden in der Übertragung von tektonischen Begriffen auf metamorphe Serien. Es sei an das Übergreifen oder Zurückbleiben der alpinen Metamorphosefronten am Südrand der Zentralmassive erinnert – oder an die Tatsache, dass die Tessin-Bergeller Kristallisation, welche den teils autochthonen, teils allochthonen, lepontinischen Gneisskomplex¹⁾ schuf, nicht bloss die «nappes simplo-tessinoises» erfasste, sondern auch beispielsweise die östliche Fortsetzung der Monte Rosa-Decke, in der Valle della Mera den S-Teil der Tambo-Decke und im Veltlin die Surretta-Decke. Beim Thema «Ostalpines und penninisches Kristallin», das ich 1948 – unter ausdrücklicher Auslassung der oberpenninischen Serien – behandelte, erscheinen heute die beiden tektonischen Adjektive fehl am Platze. Unter dem Eindruck der Schulser Gespräche möchte ich jetzt noch weiter gehen und fragen, ob der geographische, tektonische, paläogeographische und fazielle, den grössten Teil der West- und Zentralalpen umfassende Begriff «penninisch» überhaupt noch einen Sinn habe oder ob er nach fünfzigjähriger steter Wandlung nicht vielmehr ausgedient habe; es sei denn, dass wir zur ursprünglichen Bedeutung zurückkehren.

¹⁾ Lepontinischer Gneisskomplex ist ein petrogenetisch-struktureller Begriff und dient nicht der Deckensystematik.

LITERATUR

- LOON, W. E. VAN (1960): *Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet zwischen Remüs (Unterengadin) und Nauders (Tirol)*. Diss. Utrecht. Geologica ultraiectina 7.
- STREIFF, V. (1962): *Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken*. Eclogae geol. Helv. 55/1, p. 77-134.
- TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic evolution of the central and western Alps*. Bull. geol. Soc. Amer. 71/6, p. 843-907.
- WENK, E. (1948): *Ostalpines und penninisches Kristallin*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 28, p. 761-771.

3. – MARC VUAGNAT (Genève): **Sur quelques diabases de la Basse Engadine.** Paraîtra dans les Actes Soc. helv. Sc. nat., Scuol 1962.

4. – HERMANN EUGSTER (Trogen): **Versuch einer tektonischen Synthese der Engadiner Dolomiten.** Kein Manuskr.pt eingegangen.

Nachmittagssitzung

5. – RUDOLF STAUB † (Fex): **Vorweisung des Probefindrucks der «Tektonischen Karte der Gebirge zwischen Engadin und Veltlin, 1:200000».** Erscheint im Jahresber. Natf. Ges. Graubünden, NF 90.

6. – WALTER MEDWENITSCH (Wien)¹⁾: **Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (österreichischer Anteil).**

Die Angaben des Verfassers stützen sich vor allem auf die von G. MÜLLER und W. MEDWENITSCH 1949-1953 durchgeföhrten Arbeiten im N-Teil des Unterengadiner Fensters. Das Gebiet südlich des Pezidkammes bis zur Schweizer Landesgrenze beiderseits des Inns wird nunmehr (1962 beginnend) von Dissertanten des Geologischen Institutes der Universität Wien neu bearbeitet.

Wir sind im österreichischen Anteil des Unterengadiner Fensters nicht so glücklich, eine geschlossene Neubearbeitung vorliegen zu haben, wie wir es für den Schweizer Anteil J. CADISCH und seinen Schülern verdanken. Wir können nur versuchen, Anschluss an diese Arbeiten zu gewinnen.

Grundlage für Arbeiten im österreichischen Anteile des Unterengadiner Fensters sind die Aufnahmen von W. HAMMER, die die Gesteinsserien mit grosser Genauigkeit erfassen. Die Grundlagen für die tektonische Gliederung verdanken wir P. TERMIER und den Schweizer Geologen F. ZYNDEL, R. STAUB und J. CADISCH. Damit ist auch die Problemstellung umrissen: Ist das Unterengadiner Fenster im Sinne von W. HAMMER als überschobenes Senkungsfeld, im Sinne von B. SANDER als Scherenfenster oder im Sinne von P. TERMIER als tektonisches Fenster, im Sinne von L. KOBER als tektonisches Fenster in den Zentraliden des alpinen Nordstammes mit entblössten Metamorphiden zu deuten. Ich glaube vorwegnehmen

¹⁾ Anschrift: Univ.-Prof. Dr. Walter Medwenitsch, Geolog. Inst. d. Universität, Wien I., Dr. K. Luerring 1 (Österreich).

zu müssen, dass unsere Arbeiten die Richtigkeit der zweiten Deutung bestätigen konnten. Die Aktualität dieses Problemes wird durch den Umstand bewahrt, als vor allem Geologen aus dem alpinen Vorlandsbereich den Bau der Nördlichen Kalkalpen im Sinne einer Autochthonie zu deuten versuchen und für eine Erweiterung dieses Bildes Ansatzpunkte in der HAMMERSchen Fensterdeutung zu finden glauben.

Das Unterengadiner Fenster erstreckt sich im Raume des Inntales von Prutz bis Ardez auf einer Strecke von etwa 55 km Länge und ungefähr 15 km grösster Breite. Typisch westalpine Bauelemente, die Metamorphidenhülle mit den penninischen Bündner Schiefern, tauchen unter typisch ostalpinen, zentraliden Elementen auf. Den W-Rand bilden die oberostalpinen Silvrettiden, die altkristalline Silvrettamasse, den E-Rand die oberostalpinen Ötzaliden, die altkristalline Öztalermasse. Die Bündner Schiefer tauchen im W unter das Silvrettakristallin und erscheinen wieder im Prätigauer Halbfenster in vorzüglicher Analogie; im E fallen sie unter das Öztaler Kristallin und erscheinen als Schieferhülle im Tauernfenster. Das Pennin lässt sich auch im österreichischen Anteil in ein höheres und in ein tieferes Pennin trennen. Zwischen dem penninischen Fensterinhalt und dem oberostalpinen Rahmen schaltet sich eine unterostalpine Randzone am W-Rande ein; eine unterostalpine Schuppenzone mit einer Schichtfolge von Jungpaläozoikum bis höchstens Neokom (?).

Die oberostalpine Silvretta ist auf der Linie Grübelekopf–Fliesserscharte–Arrezjoch–Furgler–Planskopf–Schönjöchl–Asters–Aussergufer dem Unterostalpin aufgeschoben. Am Pillersattel ist die Silvretta- von der Öztalermasse übergeschoben, entsprechend der Schlining-Überschiebung in den Unterengadiner Dolomiten, die nach den neueren Erkenntnissen als Engadiner Linie bis weit in das Oberengadin reicht. Der W-Rand des Unterengadiner Fensters ist anders gebaut als der Ostrand. Streicht doch das Unterostalpin in W–E-Richtung bei Kauns–Mitterberg, das Hochpennin weiter südlich bei Mittagshof–Fendels unter die Öztalermasse. Am Ostrand liegt über weite Strecken Oberostalpin unmittelbar über tieferem Pennin. Im Raume Nauders beginnen, gegen S fortsetzend, wieder hochpennine und unterostalpine Schubspäne. Da verschiedenwertige Rahmenteile vorliegen, sprach B. SANDER von einem Scherenfenster.

Die Fensterachse streicht SW–NE, quer zum alpinen Streichen; die Gewölbeachse weicht gegen E von der Fensterachse ab.

Die Überschiebungslinie des oberostalpinen Silvrettakristallins verläuft SW–NE, ungefähr parallel zur Fensterachse und sinkt von SW gegen NE von 2800 m (Grübelekopf 2894) bis auf 800 m im Inntal bei Asters–Prutz–Pontlatzer Brücke ab, mit einem steileren Hinabbiegen im N. Diesem Abtauchen gegen N folgt auch z. T. die Morphologie.

In Übereinstimmung mit P. BEARTH ist zu sagen, dass das Altkristallin der Silvrettadecke bereits im Perm als polymetamorphes Grundgebirge vorgelegen haben muss, en bloc in den alpinen Bau einbezogen; mechanische Beanspruchung ist vorherrschend. Im Raume Prutz–Serfaus–Furgler–Hexenkopf überwiegen Zweiglimmergneise, Paragneise (Schiefergneise, Biotitplagioklasgneise: W. HAMMER; Biotitschiefergneise: P. BEARTH). Amphibolite treten in dem uns bekannten Gebiete nur untergeordnet auf, im Gegensatz zum S-Teil des Silvrettakristallins,

zum Raume des Fluchthorns. Im Silvrettakristallin finden sich in der Nähe der Überschiebung auf das Unterostalpin gehäuft Gangmylonite (= Pseudotachylite).

Die unterostalpine Prutzer Serie umfasst hauptsächlich mesozoische Gesteine, auch Jungpaläozoikum, aber keine granitischen Gesteine und keinen Flysch, wie im S die Tasna Serie. Die Gesamtmächtigkeit des Unterostalpins schwankt zwischen 300–800 m, je nach tektonischer Verschuppung, Anschoppung oder Auswalzung.

Die Quarzphyllite bilden die Basis des Unterostalpins unseres Raumes, immer an die Ladiser Quarzite gebunden. In ihnen treten Linsen von Eisendolomiten (mit Fahlerzen) auf. Diese beiden Schichtglieder sind am ehesten mit Oberkarbon-Perm anzusprechen. Die Ladiser Quarzite (Permo-Skyth) sind 100–300 m mächtig; sie führen auch stellenweise Grünschiefer. Sie wurden von uns so benannt, um vom mehrdeutigen «Verrucano»-Begriff W. HAMMERS loszukommen. Die Ladiser Quarzite sind mit den Lantschfeld- und Semmeringquarziten des Unterostalpins im Tauern- und Semmeringbereich zu parallelisieren. Gips, z. T. mit Rauhwacken, ist nicht nur an die Ladiser Quarzite gebunden; er kann aus seiner wahrscheinlich permo-skythischen Position in die Hangendschichtfolge des Unterostalpins oder auch in das Liegende, in die Bündner Schiefer auswandern und wird vor allem von den bunten Bündner Schiefern aufgenommen, wie es im Raume von Fendels gut zu ersehen ist. In der mittleren Trias sind anisische Tonschiefer (5–8 m) und dunkelgraue dolomitische Kalke (z. T. mit schlecht erhaltenen Diploporen), 20–40 m, vertreten. Weiter finden sich hellbraune Tonschiefer im Karn (2–5 m) und in der oberen Trias helle Kalke und Dolomite (20–60 m). Helle, z. T. rötlich gefärbte, geflaserte Kalkmarmore sind als Rhät-Lias anzusprechen. Es folgt im höheren Mesozoikum eine Gruppe von Phylliten, die von W. HAMMER als Bündner Schiefer angesprochen wurde. Diese Phyllite über der unterostalpinen Trias weichen in ihrer Ausbildung, vor allem serienmäßig gesehen, eindeutig von den Bündner Schiefern ab; sie weisen einen viel niedrigeren Kalkgehalt auf. Diese unterostalpinen Phyllite wurden von uns in eine tiefere Serie von kalkarmen Phylliten, dunklerer Typus (100–150 m) und in höhere Kalkphyllite, hellerer Typus (150–200 m) getrennt. Beide Gruppen führen geringmächtige Grünschiefer; die helleren, höheren Phyllite enthalten auch rote Quarzitschiefer (Radiolarite). Anhaltspunkte für eine gesicherte Stratigraphie konnten noch nicht erbracht werden; wir erwarten, dass die laufenden Arbeiten eine Detailgliederung dieser unterostalpinen Phyllitserien ergeben werden, deren stratigraphischen Umfang wir 1954 bis maximal Neokom gedeutet haben. Auffällig ist das Fehlen feinklastischer Serien, die als Flysch angesprochen werden könnten.

Es liegt nahe, das Unterostalpin des Nordteiles des Unterengadiner Fensters, die Prutzer Serie, mit den Randelementen des S-Teiles, mit der Tasna-Serie, zu vergleichen. Die Granite der Tasna-Serie fehlen der Prutzer Serie. Letztere führt mächtige Quarzphyllite und Ladiser Quarzite, die in der Tasna-Serie nur spärlich vertreten sind. Ausserdem fehlt der Tasna-Serie mittlere Trias; obere Trias ist in beiden Serien vorhanden. Fossilreicher Steinsberger Lias in der Tasna-Serie steht hellen, kristallinen Rhät-Liaskalken in der Prutzer Serie gegenüber. Die schieferige, sandige und kalkige Entwicklung des mittleren wie höheren Juras in der Tasna-Serie lässt sich mit den phyllitischen Folgen der Prutzer Serie nur

z. T. vergleichen; vor allem fehlen in letzterer Sulzfluhkalke und Falknisbreccien. Gänzlich missen wir in der Prutzer Serie Vertreter der höheren Schichtglieder der Tasna-Serie: Urgo-Apt (Tristelschichten), Gault, Couches rouges und Flysch. Letzterer soll nach J. CADISCH tertiäres Alter haben.

Die Tasna-Serie, die mit der Falknis-Sulzfluhdecke parallelisiert wird, zeigt wohl fazielle Berührungs punkte zur Prutzer Serie, aber keine weitreichenden Analogien. Die Analogien der Prutzer Serie, vor allem in Trias und tieferem Jura, vor allem zu den Lungauriden und Semmeringiden sowie auch zur Aroser Schuppenzone sind dagegen nicht zu übersehen. Wir betrachten daher die Prutzer Serie eindeutig als Unterostalpin und damit höher als die Tasna Serie, höher als Falknis-Sulzfluhdecke. Wir möchten aber anführen, dass wir die grünen Tasnagranite (= Err-Berninagranite) mit E. WENK und J. CADISCH viel eher als unterostalpine Leitgesteine betrachten als die Ophiolithe mit V. STREIFF und R. TRÜMPY als «Leitfossilien» des Pennins.

Das Hochpennin, wahrscheinlich der Serie von Champatsch entsprechend, ist eine 200–400 m mächtige Zone, die durch spärliche, lückenhafte Trias (Schürflinge oder höhere Einschuppungen?) mit Quarziten und Dolomiten vom tieferen Pennin getrennt wird. Hauptschichtglieder sind die grauen – (W. HAMMER), hellen – (W. MEDWENITSCH 1951) und bunten Bündner Schiefer (W. HAMMER). Die flyschähnlichen, bunten Bündner Schiefer zeigen vor allem in ihrem Liegenden gröberklastische, wildflyschähnliche Schüttungen.

Im tieferen Pennin besteht die Schichtfolge aus grauen, hellen und bunten Bündner Schiefern. Unsere Begriffe Hochpennin und tieferes Pennin gelten nur zur Unterscheidung einer tieferen und höheren Serie in den Bündner Schiefern des Unterengadiner Fensters und beziehen sich nicht auf die Position im penninischen System, die sicherlich als hoch einzuschätzen ist.

Wir möchten darauf verweisen, dass der Aufschluss des Unterengadiner Fensters nach J. CADISCH im österreichischen Anteil tiefer geht als im S-Teil.

Die grauen Bündner Schiefer erreichen eine maximale tektonische Mächtigkeit von gut 1000 m; sie zeigen gegen das Liegende eine Zunahme der Kristallinität; so herrschen basal quarzitische und vor allem «kristalline» Bündner Schiefer vor; gegen das Hangende nimmt der Kalkgehalt ab, der Tongehalt aber zu; die «kristallinen» Bündner Schiefer (W. HAMMER) gehen in die «kalkigen» Bündner Schiefer über. Einer Detailgliederung der grauen Bündner Schiefer sind leider gewisse Grenzen gesetzt, wie die Arbeit von L. KLÄY 1957 gezeigt hat.

Über den grauen Bündner Schiefern folgen die hellen Bündner Schiefer mit einer Mächtigkeit von 20–40 m. Es sind hellgraue Kalkphyllite, die gröber und sandiger sind als die grauen Bündner Schiefer. Teile dieser hellen Bündner Schiefer wurden von W. HAMMER als Tüpfelschiefer kartiert; diese sind als besonderer Leithorizont in dieser Serie aufzufassen. Die «Tüpfel» wurden von W. HAMMER als Radiolarienreste gedeutet.

Das oberste Schichtglied des tieferen Pennins sind die bunten Bündner Schiefer. Es handelt sich dabei um eine manigfaltig zusammengesetzte Schichtfolge von kalkig-tonigen, sandigen und gröberklastischen Sedimenten braun-grüner Färbung. Die Zunahme der Metamorphose in den bunten Bündner Schiefern gegen ihr Liegendes hat schon W. HAMMER 1924 beschrieben. Ihre Metamorphose

ist aber schwächer als in den hellen und grauen Bündner Schiefern. Im Hangenden finden wir gröberklastische, wildflyschartige Einschüttungen, deren Material grösstenteils aus triadischen Dolomiten und Kalken besteht. Aus diesem Umstande schloss W. HAMMER auf ein ober- oder posttriadisches Alter der bunten Bündner Schiefer; sie wären demnach älter als die grauen Bündner Schiefer. Die tektonische Gesamtmächtigkeit lässt sich mit 150–250 m angeben. Die petrographische Verschiedenheit von grauen und bunten Bündner Schiefern äussert sich auch in der Morphologie.

Nachdem wir gesehen haben, dass die grauen, hellen und bunten Bündner-schiefer entgegen W. HAMMER nur im Pennin verbreitet sind, lassen sie sich in dieser Einheit gut als übergeordnete Serienbegriffe verwenden. J. CADISCH sieht für den Schweizer Anteil des Unterengadiner Fensters auch für diese von uns neugefassten Begriffe der grauen, hellen und bunten Bündner Schiefer keine gute Anwendungsmöglichkeit, da sie stratigraphisch noch nicht eindeutig umrissen werden konnten.

Die Altersfrage in den Bündner Schiefer-Serien ist natürlich ein besonderes Problem. Die grauen Bündner Schiefer dürften vor allem Jura umfassen, vielleicht schon im Rhät beginnend und erst im Neokom endend. In den bunten Bündner Schiefern fanden sich in Schliffen nur schlecht erhaltene, kaum bestimmbare Foraminiferenreste; J. CADISCH und F. ALLEMANN konnten mir bei Dünnschliffuntersuchungen insoweit helfen, als die untersuchten Feinbreccien aus den bunten Bündner Schiefern jünger als Malm sein müssen, da die Geröllkomponenten charakteristische Algen- und Foraminiferenreste des Malm zeigen. Dieser Feststellung kommt eine grosse Bedeutung zu, wenn wir den mikrofaunistischen Beleg von Maastricht in den Bündner Schiefern der Piz Lad-Basis durch G. TORRICELLI 1956 berücksichtigen und die gute Vergleichbarkeit der bunten Bündner Schiefer mit den Prätigauschiefern und da vor allem, nach unserer bisherigen Kenntnis, mit der Gyrenspitzserie (Campan–tieferes Maastricht), Faduraserie (Coniac–Santon) und z. T. auch mit der Pfäfigratserie (nach P. NÄNNY 1948) heranziehen. Sassauna-, Valzeina- und vor allem Klusserie dürften unseren grauen Bündner Schiefern entsprechen. Es ist durchaus möglich, dass die phyllitischen Serien des Unterengadiner Fensters im österreichischen Anteil eine etwas höhere Metamorphose haben als im S-Teil, was mir auch von J. CADISCH bestätigt wurde; mineralogisch wahrscheinlich schwer nachzuweisen, aber doch ausreichend, um die Erhaltungsmöglichkeit von Mikrofauna wesentlich herabzusetzen.

Es liegt nahe, in den bunten Bündner Schiefern kretazischen, metamorphen Flysch des Pennins zu sehen.

In dem von uns bearbeiteten Gebiet wurde in den grauen Bündnerschiefern kaum ein Auftreten von Diabasschiefern beobachtet, wohl aber in geringer Mächtigkeit in den bunten Bündner Schiefern des Pezid- und Lazidkammes.

Die tektonischen Grenzen zwischen oberostalpinem Silvrettakristallin, unterostalpinen und penninischen Bündner Schiefern sind klar und eindeutig. Auffällig ist in unserem Arbeitsgebiet das regionale W-Fallen. Das Pennin ist durch engen Faltenbau charakterisiert; das Unterostalpin erscheint dagegen stark geschuppt. In ihm zeigt kein Profil eine vollständige Stratigraphie. Unterostalpine Trias ist einmal an der Basis des Unterostalpins angereichert; das andere Mal treten Trias-

schollen knapp unterhalb der Überschiebung durch das oberostalpine Silvrettkristallin auf. Wir haben 1954 von einer unteren und oberen Triasschollenreihe gesprochen. Es handelt sich dabei nicht um 2 getrennte tektonische Einheiten, da in den Schichtfolgen keine faziellen Unterschiede festzustellen sind.

Die NE-Ecke des Unterengadiner Fensters wurde 1951–1953 von G. MÜLLER bearbeitet. Den östlichen Fensterrahmen bildet die Ötztaldecke. Sie ist im N auf die Landecker Phyllitzone wie auf die Silvrettadecke aufgeschoben. In der gleichen Bewegungsrichtung gegen NW wurde die Ötztalermasse auf die Unterengadiner Dolomiten geschoben und mit diesen z. T. verschuppt.

Die Ötztaldecke besteht nach G. MÜLLER im Raume des vorderen Pitz- und Kaunertales aus 4 in ihrer Tektonik verschiedenen Zonen. Als Zone 1 ist die Orthogneismasse des Aifenmassives aufzufassen, die Aifenteildecke. Zone 2 ist aus Orthoamphiboliten und Biotitgneisen aufgebaut (Acherkogel-Teildecke). Zone 3 ist die Falkaunser Teildecke und besteht hauptsächlich aus Zweiglimmerngneisen, Biotitplagioklasgneisen und kleineren Bändern von Paraamphiboliten. Als Zone 4 wäre die Granitgneismigmatit–Amphibolit-Masse Gsahlkopf–Schweikert–Watze–spitze aufzufassen, Watze–Teildecke benannt. Die Granitgneise und Migmatite dieser letzteren Einheit werden von G. MÜLLER als mesozoische Intrusion gedeutet. Es wäre noch darauf hinzuweisen, dass J. KANTOR 1961 einen Orthogneis aus dem Bereich der Aifenspitze nach der Kali-Argon-Methode auf absolutes Alter untersuchte; die Messdaten sprechen eindeutig für variszisches Alter, das sonst im ostalpinen Altkristallin schwer nachzuweisen ist.

Die unterostalpine Prutzer Serie streicht bei Prutz in W–E-Richtung über das Inntal und ist vor allem am Kaunerberg in bekannter Zusammensetzung vertreten. Basal die mächtige Quarzphyllit–Quarzitgruppe darüber am Ausserberg mittlere, kalkige Trias und Dolomite der oberen Trias. Weiter im Hangenden folgen unterostalpine Phyllite mit mächtigeren Diabasschiefern; darüber als Vertreter der oberen Triasschollenreihe des westlichen Unterengadiner Fensters die mächtige Hauptdolomitscholle von Aussergufer. Nur ein Teil der Quarzphyllite und der Ladiser Quarzite biegt bei Mitterberg in NW–SE-Richtung um und verschwindet knapp südlich des Kaunertales unter den Gneisen der Ötzmasse. Die hochpenninen grauen Bündner Schiefer im Liegenden dieser unterostalpinen Serie übersetzen, ebenfalls W–E-streichend, den Inn, biegen im Kaunertal in NW–SE-Richtung um und tauchen am Mittagskopf unter die Ötztaldecke. Von hier, bis fast gegen Nauders, liegt die Ötztaldecke auf tiefpenninen bunten Bündner Schiefern (bis auf die Höhe des H. Riffes) und auf grauen Bündnerschiefern (H. Riff–Nauders).

Wir glauben gezeigt zu haben, dass das gesamte Engadiner Fenster im österreichischen wie im Schweizer Anteil einem einheitlichen Bauplane unterliegt. Unterschiede in der Schichtfolge der einzelnen Serien zwischen N und S sind aber zu vermerken.

Wir möchten wiederholen, dass das Unterengadiner Fenster in seiner Längsachse quer zum alpinen Streichen liegt. Die Fensterachse verläuft parallel zur Tonalelinie. Ein Blick auf eine Übersichtskarte zeigt einen deutlichen Vorstoß der Dinariden in den Ostalpenkörper, von welchem man die tonalitischen Intrusionen abhängig sehen kann. L. KOBER verweist auch darauf, dass sich im Bereich des Unterengadiner Fensters Ost- und Westalpen scharen.

Durch die Beeinflussung aus dem Südstamm des alpinen Orogen ergibt sich eine ganz spezifische Kausalität des Auftretens von Metamorphidenaufwölbungen. Verbreiteter sind aber die Metamorphidenaufkuppelungen in den Bögen beider alpiner Gebirgsstränge.

Das Problem des Verhältnisses von Ötztaler- zu Silvrettamasse ist noch immer aktuell. Das heutige, tektonische Bild zeigt die Ötztmasse mit dem auflagernden Jaggl- und Piz Lad-Mesozoikum auf die Silvrettadecke mit oberem Gneiszug und Unterengadiner Dolomiten überschoben. Darauf verweist vor allem J. CADISCH. Wir möchten jedoch mit L. KOBER darauf hinweisen, dass die mesozoische Sedimentauflagerung der Ötztmasse deutliche Faziesanklänge an das Unterostalpin aufweist, die Sedimenthülle der Silvrettadecke dagegen deutliche Faziesanklänge an die Nördlichen Kalkalpen. Die Fazies des Mesozoikums spricht also für eine höhere Position der Silvrettadecke, für eine Position südlicher als die Ötztmasse. Doch sollten Silvretta- und Ötztaldecke nicht als grosse übereinanderliegende Komplexe gesehen werden, sondern als mehr oder weniger nebeneinanderliegende Massen. In diesem Punkte stimmen wir wieder mit J. CADISCH überein.

J. CADISCH und H. EUGSTER konnten überzeugend darstellen, dass das Mesozoikum der Unterengadiner Dolomiten und der weiteren gegen SE folgenden Mesozoikumzonen bis zum Ortler silvrettidem Kristallin auflagern. Es besteht demnach im Bereich des Engadins nicht die Möglichkeit und Notwendigkeit ein Mittelostalpin abzutrennen. Diese Feststellung erscheint uns wichtig, da in letzter Zeit F. FLÜGEL 1960 und A. TOLLMANN 1960, vom Raum östlich des Tauernfensters ausgehend, in stark schematisierender Weise ähnliche, frühere Gedanken-gänge von H. JENNY und L. KOBER wieder aufgefrischt haben. Es sollte aber nicht vergessen werden, dass dieses «mittelostalpine» Mesozoikum östlich des Tauernfensters geringermächtigere Schichtfolgen, sowie stärkere Druckbewegung und Metamorphose als das «mittelostalpine» Mesozoikum westlich des Tauernfensters zeigen. Dieses zentralalpine Mesozoikum zwischen dem Ablagerungsraum des Unterostalpins und dem der Nördlichen Kalkalpen zeigt östlich des Tauernfensters eindeutige Bezugspunkte zum Unterostalpin, westlich des Tauernfensters deutliche Anklänge an die Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. Diesen faziellen Verhältnissen muss, unserer Meinung nach, auch die tektonische Deutung gerecht werden. Wir sollten auch nicht vergessen, dass die kalkalpine Klippenzone, die im W einen direkten Zusammenhang mit der unterostalpinen Aroser Schuppenzone zeigt, im E dagegen im Sinne eines «Mittelostalpins» als parautochthones Helvetikum gedeutet werden muss.

Abschliessend möchten wir noch einmal betonen, dass das Unterengadiner Fenster eine vermittelnde Position zwischen dem Pennin der Westalpen im Prätigau und dem Pennin des Tauernfensters zeigt. Die BündnerSchiefer der genannten Bereiche lassen sich gut miteinander vergleichen, vor allem in gewissen Serien. Die Hüllserien der Hohen Tauern führen keinen paläontologisch gesicherten Flysch, obwohl immer wieder versucht wurde, Feinbreccien der mesozoischen Tauernschieferhülle mit penninischem Flysch der Westalpen zu vergleichen. Das Unterengadiner Fenster zeigt in Unterostalpin und Pennin gesicherten Oberkreidesflysch und vermuteten Tertiärflysch. Aus dem Prätigau-Halbfenster ist Eozän im penninischen Flysch nachgewiesen. Das gibt wichtige Beweispunkte

dafür, dass die Stirne der ostalpinen Decke im Verlaufe der Kreide und des Eozäns nicht nur von S nach N wandert, sondern auch von E ausgehend in immer westlichere Bereiche vordringt. Wir bestätigen darin ein Bild, das L. KOBER schon 1912 entworfen hat. Ein Bild, das dadurch ergänzt wird, dass auch die Überschiebung des Alpenaussenrandes (Flyschzone auf Molasse) vom Salzburgischen nach E immer jünger wird, worauf in letzter Zeit vor allem H. KÜPPER, 1961, verwiesen hat: Wird im Salzburger Land (Bohrung Perwang) noch Aquitan überfahren, ist es im niederösterreichischen Texing schon Burdigal und am karpatischen Aussenrande bereits Torton und z. T. auch Sarmat.

Dieses Bild des Wanderns der Tektonik nicht nur senkrecht auf die Gebirgs-erstreckung, sondern auch in seiner Längsachse bringt uns nicht nur neue Vorstellungen über die tektonischen Bewegungen selbst, sondern zeigt uns auch in voller Eindeutigkeit die Einheitlichkeit des alpinen Orogens: Es zeigt die Einheitlichkeit des Baues von Ost- und Westalpen und nicht die Zweiheit und das Nebeneinander laramisch gestalteter Westalpen mit Deckenbau und vorgosauisch gestalteter Ostalpen mit gebundener Tektonik, also ohne Deckenbau!

LITERATURHINWEISE

- CADISCH, J. (1948): *Geologie: Unterengadin, Samnaun.* – Schweizer Alpenpostführer, Bd. Unterengadin; Bern.
- CADISCH, J. (1948): *Prättigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich.* – Eclogae geol. Helv. 43/2.
- (1953): *Geologie der Schweizer Alpen.* II. Aufl. – Wepf & Co., Basel.
- EUGSTER, H. (1959): *Beitrag zur Tektonik der Unterengadiner Dolomiten.* – Eclogae geol. Helv. 52/2, S. 555.
- FLÜGEL, H. (1960): *Die tektonische Stellung des «Altkristallins» östlich der Hohen Tauern.* – N. Jb. f. Geol. u. Pal., Mon.-H., S. 202.
- HAMMER, W. (1922): *Geologischer Führer durch die Westtiroler Zentralalpen.* – Borntraeger, Berlin, Bd. 22.
- (1922, 1923): *Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck und Nauders, mit Erläuterungen.* – Geol. Bund. Anst. Wien.
- KANTOR, J. (1961): *Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des westkarpatischen Kristallins (mit Bemerkungen über das Kristallin der Alpen).* – Geol. Prace 60, Bratislava.
- KLÄY, L. (1957): *Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin).* – Eclogae geol. Helv. 50/2.
- KOBER, L. (1955): *Bau und Entstehung der Alpen.* II. Aufl. – Deuticke, Wien.
- KÜPPER, H. (1960): *Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes.* – Mitt. Geol. Ges. Wien 53, S. 1.
- LOON, W. E. VAN (1960): *Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet zwischen Remüs (Unterengadin) und Nauders (Tirol).* – Proefschrift an der Rijksuniversiteit Utrecht.
- MEDWENITSCH, W. (1953): *Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol), im besonderen westlich des Inns von Prutz bis zum Pezidkamm.* – Kober-Festschrift «Skizzen zum Antlitz der Erde»; Hollinek, Wien, S. 168 (mit weiteren, älteren Literaturangaben).
- MÜLLER, G. (1953): *Beitrag zur Tektonik der Ötztaler Alpen.* I. Teil: Westteil. – Unveröff. Diss. Univ. Wien.
- NÄNNY, P. (1948): *Zur Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur.* – Inaug. Diss. Zürich.
- STAUB, R. (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau.* – Beitr. Geol. K. d. Schweiz. NF 103.
- TOLLMANN, A. (1960): *Der Deckenbau der Ostalpin auf Grund der neuen Untersuchung des zentralalpinen Mesozoikums.* – Mitt. Geol. u. Bergbaustud. Wien 10.

- TOLLMANN, A. (1961): *Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen.* – Geol. Rdsch. 50.
- TORICELLI, G. (1956): *Geologie der Piz Lad- Piz Ajüz-Gruppe, Unterengadin.* – Inaug.-Diss. Univ. Bern.
- WENK, E. (1948): *Ostalpines und penninisches Kristallin.* – Schweiz. Min.-Petr. Mitt. XXVIII.
- WENK, E., & STRECKEISEN, A. (1950): *Bericht über die geologisch-petrographische Exkursion ins östliche Graubünden (Unterengadin-Silvretta-Prättigau).* Schweiz. Min. Petr. Mitt. 31/1.

7. – ERNST GASCHE (Basel): **Mittel- und obertriadische Kalkalgen der Unterengadiner Dolomiten.** Kein Manuskript eingegangen.

8. – PETER KELLERHALS (Bern): **Neue Beobachtungen in den aufgelassenen Pb-Zn-Bergwerken von S-charl (Unterengadin).** Mit 2 Textfiguren.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Pb-Zn-Vererzung befindet sich im stark gefalteten Wettersteindolomit und Muschelkalk der S-charldecke. Die wichtigsten Erze sind Bleiglanz und Zinkblende. Die folgenden Mineralien wurden erstmals im Grubengebiet festgestellt: Zinkspat, Cerussit, Chalkopyrit, Hemimorphit, Anglesit, Pyromorphit, Prehnit und Wulfenit. Das Alter der Vererzung ist alpin. Der begehbarer Teil der Mine Obermadlein wurde vermessen.

Anlässlich geologischer Feldaufnahmen im S-charltal, südlich Scuol im Unterengadin, untersuchte ich im Herbst 1961 auch die aufgelassenen Blei-Silberminen bei S-charl. Diese Minen liegen in der mittleren Trias der S-charl-Decke, die zur oberostalpinen Schubmasse gehört. Da die Gruben seit G. THEOBALD in der Mitte des vorigen Jahrhunderts von keinem Geologen mehr befahren wurden, seien meine Beobachtungen hier kurz beschrieben.

Zu Beginn möchte ich Herrn Prof. Dr. J. CADISCH für seine Anregung und seine Hilfe bei dieser Untersuchung herzlich danken, ebenso auch Herrn Prof. Dr. E. NIGGLI, in dessen Institut ich die Erzanschliffe und die Röntgenaufnahmen anfertigen lassen durfte und schliesslich meinen beiden Studienkameraden, Frl. KÄTHI VON SALIS und Herrn CSABA SÀGHI, die mich bei den Begehungungen der alten Mine begleiteten.

Geschichtlicher Überblick

Ich beziehe meine historischen Angaben vor allem aus den Arbeiten von E. ESCHER, G. THEOBALD, CHR. WALKMEISTER und aus mündlichen Mitteilungen der S-charl-Bevölkerung. Erstmals wird das Bergwerk 1317 in einer Urkunde erwähnt: Herzog HEINRICH von Kärnten verleiht den Herren G. von GUARDA, A. à PORTA und K. und F. von PLANTA das Bergwerk zur Ausbeute. Bis 1617 werden die Gruben in vielen Urkunden, vor allem in Akten der dortigen Bergrichter erwähnt. Zeitweilig waren über 80 Knappen in S-charl beschäftigt. Im 17. Jahrhundert erlosch der Betrieb nach einer mehr als dreihundertjährigen Abbauperiode vollständig, z. T. wegen politischen Schwierigkeiten, da die Streitigkeiten zwischen den Unterengadinern und den österreichischen Bergbaubehörden immer zunahmen, z. T. auch weil durch die neuen grossen Silberimporte aus Amerika die Preise stark sanken.

Während dieser Periode wurden die meisten Stollen in allen drei Abbaugebieten, in Ober- und Untermadlein und in Marangun-Sesvenna, vorgetrieben.

Erst 1819 kam wieder Leben in die alten Gruben als J. HIRZ seine Tätigkeit vom unrentablen Silberberg bei Davos nach S-charl verlegte. 1822 wurde wieder Erz gefördert und zwei Jahre später die Verhüttungsanlagen neu in Betrieb genommen. Da eine Nachtwandlerin die Stollen

für Schürfstollen festsetzte, fand Hitz keine grossen, neuen Erzlager. Einige reiche Erzlager in den alten Abbaugebieten wurden neu angefahren, doch zeigte sich meist bald, dass sie von einer andern Seite her schon früher ausgebeutet waren. So stellte die Unternehmung den wirtschaftlichen Betrieb ein und geriet 1828 in Konkurs. Halb verfallene Grubensträsschen und die vielen Ruinen unterhalb S-charl zeugen noch heute von der damals für die ganze Gegend recht bedeutenden Industrie.

Knapp dreissig Jahre später gründeten Belgier die Gewerkschaft Sesvenna, mit dem Ziel, die Erze am Piz Cornet auszubeuten; doch schon bevor die eigentliche Förderung begann, geriet auch diese Gesellschaft in Konkurs.

G. THEOBALD schreibt 1864, nachdem er die Gruben noch selbst befahren hatte, der Abbau könnte bei vernünftigem Betrieb noch einträglich gestaltet werden, besonders, wenn nicht nur der silberhaltige Bleiglanz, sondern auch die Zinkmineralien verwendet würden. Trotzdem denkt heute niemand mehr ernsthaft daran, das alte Bergwerk wieder zu öffnen.

Beschreibung der einzelnen Stollen

a) Gruben in Obermadlein (siehe Fig. 1)

Obermadlein bildet das wichtigste aller Abbaugebiete. Am Südhang der Val dal Poch finden wir auf 2150 m Höhe mindestens sieben verstürzte Stolleneingänge. Sie liegen auf einer SW/NE streichenden Linie in Abständen von 30 bis 200 m, ungefähr horizontal nebeneinander. Es steht hier der ca. 55° NE streichende Wettersteindolomit an. Die Zugehörigkeit dieses dunklen, dichten Dolomites zum

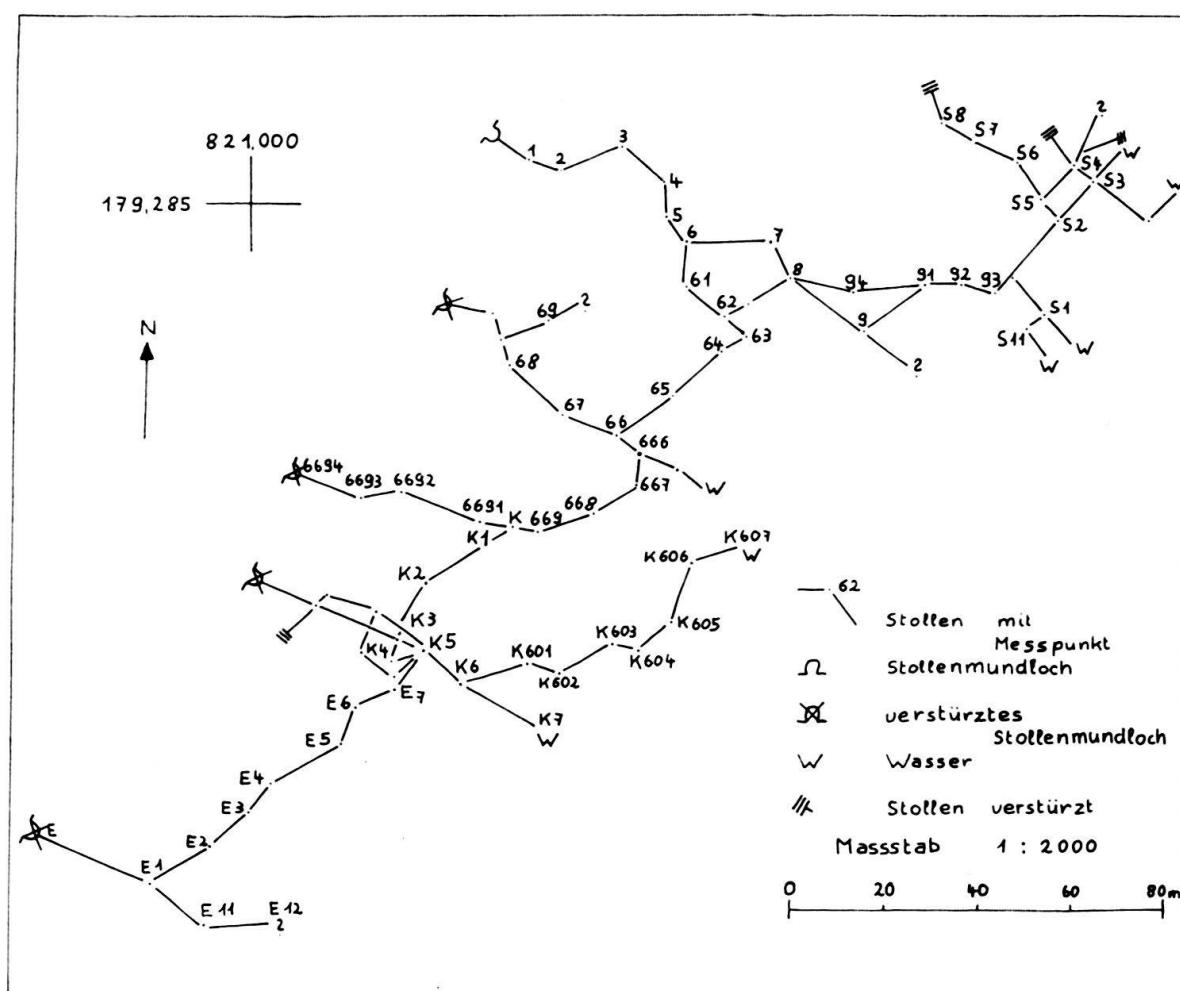


Fig. 1. Stollenplan des begehbaren Teils der Mine Obermadlein.

Ladinien konnte mit der Alge *Diplopora annulata* SCHAFH. var. *debilis* festgelegt werden. Der nördlichste Stollen (Koord. L.K. 821,050/179, 300) wurde von uns im Herbst 1961 geöffnet und das von dort aus begehbarer Stollennetz vermessen. Fig. 1 zeigt einen Plan des aufgenommenen Stollensystems in Obermadlein. Die Stollen liegen alle ungefähr in einer die Schichten querenden, schwach nach SE einfallenden Ebene. Die Bauten sind durchwegs gut erhalten, vor allem, weil sie noch mit Schlägel und Eisen vorgetrieben wurden. Nur die westlichsten der von uns begangenen Stollen (Fig. 1, Stollen N E-E₅, E₁-E₁₂) stammen von der Hitzschen Unternehmung und wurden in den Fels gesprengt.

Das Normalprofil der Stollen beträgt ca. 140 auf 80 cm, jedoch oft sind sie bis auf 40 cm freie Höhe mit taubem Material versetzt. Da die Stollen bergeinwärts schwach einfallen, liegt der hintere Teil der Mine unter Wasser und ist nicht mehr begehbar.

b) *Mine gegenüber «Spiegelplatz», Val del Poch*

Diese Grube befindet sich in den von A. SPITZ ins untere Carnien gestellten, dünn gebankten, hellen Dolomiten. Ich fand in diesen Dolomiten ebenfalls die *Diplopora annulata*, so dass ich sie, den stratigraphischen Zuweisungen durch J. PIA und G. ROSENBERG folgend, noch ins Ladinien stelle. Die Stollen durchfahren hier zunächst eine Zone mit Breccienkalk und verlaufen weiter bergwärts in taubem Material.

c) *Am alten Minensträsschen nach Obermadlein*

ist auf der Höhe von 1940 m ein ca. 35 m langer Stollen im Wettersteindolomit begehbar. Er verläuft in stark zerrüttetem, steilstehendem Wettersteindolomit und endet mit einer schwach vererzten Breccienzone.

d) *Untermadlein*

von den vielen hier bestehenden Stollen ist nur noch derjenige, welcher dem Weiler S-charl als Wasserreservoir dient, begehbar. Nur im vorderen Teil weist dieser Stollen eine Vererzung auf, weiter hinten verläuft er in durchwegs taubem, anisischem Kalk und dunklem Dolomit.

e) *Marangun-Sesvenna*

In diesem früher ebenfalls wichtigen Abbaugebiet ist nur noch ein kurzer Schürfstollen (Koord. N.L.K. 820/505, 178/650) begehbar. Er liegt an der Grenze von Wettersteindolomit im Liegenden und Muschelkalk im Hangenden. Die übrigen, in den alten Berichten erwähnten Stollen sind heute alle verstürzt und ihre Lage ist nicht mehr festzustellen.

Die Gesamtlänge der von uns in allen Abbaugebieten begangenen Stollen beträgt ca. 1300 m.

Beschreibung der Vererzung

a) *Obermadlein*

Wir fanden die folgenden Mineralien: Bleiglanz, rotbraune und graue Zinkblende, Pyrit, *Chalkopyrit*¹⁾, Fahlerz, Ankerit, limonitisches Erz, Galmei, in der

¹⁾ Kursiv: im Grubengebiet erstmals festgestellt.

ich durch röntgenographische Aufnahmen *Zinkspat*¹⁾ und *Cerussit*¹⁾ feststellte, ferner *Hemimorphit*¹⁾, *Anglesit*¹⁾, *Pyromorphit*¹⁾ und *Malachit*; als Gangart: Baryt, Quarz, Calcit, Dolomit, Fluorit, Gips und selten *Prehnit*¹⁾.

Vor allem ist hier Gang- und Breccienzer anzutreffen. Die Gänge und Schnüre sind stark netzartig verzweigt, laufen aber im allgemeinen in einer senkrecht zur Schichtung stehenden Ebene. Sie sind häufig an Klüften absätzig. Oft sind die

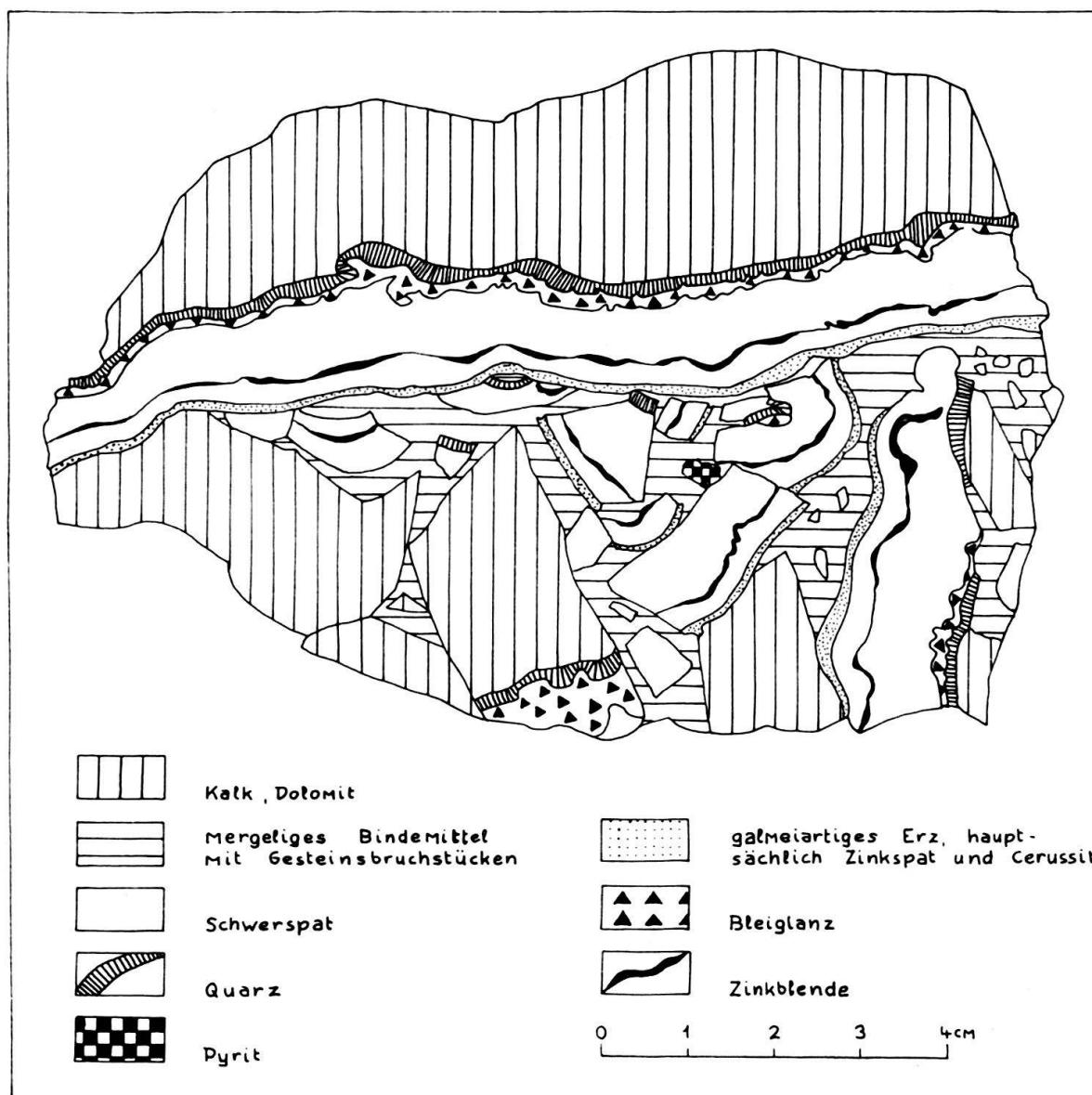


Fig. 2. Ganbreccie aus Obermadlein. Zeichnung in natürlicher Grösse nach einem angeschliffenen Handstück. Für Obermadlein typische Gangabfolge.

Gänge zerbrochen und ausgewalzt, wir fanden dann eigentliche Gangbreccien (siehe Fig. 2). Die Gänge weisen einen asymmetrischen Zonarbau auf. Die normale Aufeinanderfolge der Mineralzonen vom Nebengestein her ist: Quarz, Bleiglanz, Baryt, Zinkblende, Baryt, galmeiartiges Erz. Dieser Gangtyp ist auch in den Kom-

¹⁾ Kursiv: im Grubengebiet erstmalig festgestellt.

ponenten der Gangbreccie erhalten. Die Grenzen zwischen den einzelnen «Mineralstreifen» sind sehr scharf. Die Mächtigkeit dieser Gänge variiert zwischen 1 und 8 cm.

Ob diese normale Reihenfolge der Mineralzonen auch einer Altersfolge entspricht, ist ungewiss. Ich vermute, dass die Gänge mehr als einmal aufrissen, vor allem weil der Baryt in zwei selbständigen, von einander getrennten Zonen auftritt, dass es sich also um verschiedene Generationen handelt. Es gelang mir jedoch nicht, eine genaue zeitliche Folge der Zonen festzustellen.

Öfters wurde in der Barytzone auch Prehnit festgestellt.

Neben diesem stark vorwiegenden Gangtyp fand ich auch mehrere Gänge, in welchen Calcit oder Fluorit, vermischt mit Baryt, die Gangart bildet. Als Erz wiegt Bleiglanz vor, Zinkblende ist ebenfalls häufig, Anglesit, Hemimorphit und Pyromorphit sehr selten. Auch die Kupfererze, Malachit und Fahlerz, liessen sich nur selten feststellen.

An mehreren Stellen beobachtete ich, dass die Gangabfolge im Streichen der Gänge unregelmässig wird und einige Meter weiter weg wieder eine erbsensteinartige Struktur annimmt. Die Gangfüllung, meist reduziert auf Quarz, Baryt oder Calcit und Erz, formt die Schalen hohler Kugeln. Ob es sich dabei um Konkretionen oder Sekretionen handelt, ob die Kugeln immer hohl waren, oder die innere Füllung nachträglich herausgelöst wurde, vermag ich nicht zu entscheiden. Der Durchmesser dieser Kugeln beträgt 0,4–1,2 cm.

Neben dem beschriebenen Gangerz ist auch Breccienherz häufig. Bleiglanz, Zinkblende oder ihre Umwandlungsprodukte bilden hier die Matrix einer Breccie, deren Komponenten aus eckigen, erzfreien Dolomitstücken von 0,5–12 cm Durchmesser bestehen. Das Gangerz kann in Breccienherz übergehen, indem immer mehr Nebengesteinskomponenten die normale Gangfolge stören. Solche Übergänge sind hier oft zu sehen.

Ebensooft wie das Blei-Zinkerz tritt in Lagen und Nestern Eisenkarbonat und limonitisches Erz auf. Es handelt sich ebenfalls um eine Art Breccienherz: Die Komponenten bilden eckige, im Kern dichte, am Rand zelligporöse-, imprägnierte Dolomite, die deutlich Lösungsserscheinungen zeigen. Die Matrix besteht aus einer porösen, leicht zerreibbaren Masse, vor allem aus Dolomit, Ankerit und wenig Limonit. Stellenweise ist die Matrix durchsetzt von Bleiglanz und Zinkblende, die ein skelettartiges Gerüst bilden. Diese Eisenkarbonatlagen stehen ebenfalls meist ungefähr normal zum Nebengestein und sind oft von Klüften abgeschnitten.

b) *Untermadlein und Marangun-Sesvenna*

Die Vererzung ist sehr ähnlich derjenigen von Obermadlein. Der einzige Unterschied besteht darin, dass Baryt nur noch selten als Gangart auftritt, dafür Calcit neben Dolomit, Fluorit und Quarz die weitaus häufigsten Gangarten sind. Ausser den schon bei Obermadlein erwähnten Mineralien fand ich hier noch Wulfenit in schönen gelben Kriställchen ausgebildet. Damit wurde dieses Mineral im Engadin erstmals festgestellt. Pyrit und Chalkopyrit treten in allen Vorkommen vereinzelt auf.

Zur Entstehung der Vererzung

Ich unterscheide hier zwei verschiedene Vererzungen: die eisenkarbonatische und die Pb-Zn-Vererzung.

a) *Die Eisenkarbonatvererzung*: Es handelt sich um eine Verdrängung von Kalk oder Dolomit durch Eisenkarbonat. Der Rand des Nebengesteins ist auf eine Breite von 1–5 cm durch Eisenkarbonat imprägniert. Dieser Saum weist starke Lösungsscheinungen auf. Im Breccienetz bestehen die Dolomitkomponenten nur noch im Zentrum aus reinem oder imprägniertem Dolomit; am Rand sind sie so stark aufgelöst, dass nur noch ein Skelett aus Kalk oder Dolomit übrig bleibt, dessen Hohlräume meist schon mit Ankerit ausgefüllt sind. Die Komponenten sind hier als Relikte der Metasomatose, d. h. als Stücke, die sich aus irgendeinem Grund schlechter als ihre Umgebung verdrängen ließen, aufzufassen.

b) *Pb-Zn-Vererzung*: Die Blei-Zinklagerstätte ist hydrothermal gebildet worden. Die wässrigen Lösungen drangen entlang von Klüften und Spalten in den Muschelkalk und den Wettersteindolomit ein. Mit dem Nebengestein fanden kaum Reaktionen statt. Ich fand nur an einigen Stellen äußerst dünne Imprägnationsräume entlang von Klüften. Aus der Geometrie der Gänge ist deutlich zu sehen, dass es sich nicht um eine Verdrängung, sondern um eine normale Spaltenfüllung handelt; denn, denkt man sich die Gangmasse weg, so passen die beiden Nebengesteinsflächen genau aufeinander. Beim Breccienetz weisen die Komponenten keine Lösungsscheinungen auf. Aus der Form der Komponenten und der Art der Lagerung darf man wohl schliessen, dass es sich ursprünglich um eine durch tektonische Beanspruchung entstandene Breccie handelt, in deren Hohlräume die Lösungen eindrangen und das Erz dort ausschieden.

Nur dort wo die Pb-Zn Lösungen in die porösen Eisenkarbonatnester eindrangen, ist eine Verdrängung von Eisenkarbonat durch Bleiglanz und Zinkblende wahrscheinlich, denn im Erzanschliff zeigt der Ankerit und Dolomit an der Grenze gegen den Bleiglanz durch Lösung entstandene Einbuchtungen, die mit Bleiglanz ausgefüllt sind.

An einer Stelle liess sich feststellen, dass die Zinkblendezuhr diejenige von Blei überdauerte: eine nur mit Bleiglanz vererzte Breccie ist von einer mit dunkelgrauer Zinkblende vererzten Kluft abgeschnitten. Meist treten jedoch Blei und Zink miteinander, d. h. gleichzeitig, auf.

Das vermutliche Alter der Vererzung

a) Eisenkarbonat

Das jüngste Nebengestein der Karbonatbildungen ist das oberste Ladinien, die Eisenkarbonat-Vererzung ist also jünger als ladinisch, jedoch älter als die Pb-Zn-Vererzung, da diese das Karbonat verdrängt. Zudem ist sie auch älter als die letzten tektonischen Bewegungen, da die Karbonatnester oft tektonisch zertrümmert oder durch Klüfte abgeschnitten sind. Das Alter muss also zwischen dem Ladinien und den letzten gebirgsbildenden Bewegungen liegen.

b) Pb-Zn-Vererzung

Das jüngste, die Bleizinkerze umgebende Gestein gehört zum Ladinien, die Vererzung muss somit nachladinisch sein. Die Erzlösungen drangen in tektonische

Breccien ein, folglich muss das Erz jünger als die Breccienbildung sein, also jünger als die ersten gebirgsbildenden Phasen, die für die Bildung der Breccien verantwortlich sind. Schliesslich lässt sich folgern, dass das Erz älter sein muss als die letzten gebirgsbildenden Phasen, denn die Erzgänge sind zum Teil zerbrochen, und oft setzen die Erze an Klüften ab, vor allem an solchen, die NW-SE, also ungefähr senkrecht zur Achse des Unterengadiner Fensters streichen. Das Erz ist vermutlich älter als die Aufwölbung des Fensters, zudem auch älter als die Überschiebung des Oberbaus, d. h. des Hauptdolomits auf den Raiblerschichten, denn das Erz dringt nie in die Raiblerschichten ein. Es scheint also, dass die mergeligen Dolomite an der Grenze des Carniens zum Ladinien abdichtend wirkten und die Erzlösungen am weitern Emporsteigen hinderten. Die carnischen Schichten waren ein Gleithorizont und ihre Lagerung und stratigraphische Abfolge wurden durch die tektonischen Bewegungen so stark durcheinander gebracht, dass sie nicht mehr abdichten konnten. Somit ging die Vererzung vor sich, bevor die Raiblerschichten in ihrem ursprünglichen Verband gestört wurden.

Das Alter der Pb-Zn-Vererzung ist also alpin, sicher älter als die letzten grossen Deckenbewegungen und damit wahrscheinlich frühalpin.

Schlussbemerkungen

Radiometrische Messungen, die ich im Auftrag des «Arbeitsausschuss für die Untersuchung schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atombrennstoffe und seltene Elemente» in den S-charler-Gruben ausführte, zeigten keine Erhöhung der Radioaktivität der Erze gegenüber derjenigen des Nebengesteins. Die Werte schwankten durchwegs um 30 Messeinheiten (eine Messeinheit entspricht ungefähr $1 \mu R$). E. ESCHER (1935) vertrat die Ansicht, man könne die Pb-Zn-Vererzung in zwei räumlich getrennte Typen unterteilen, nämlich in einen Typ I: Obermadlein und einen Typ II: Untermadlein. Nach der Neuuntersuchung lässt sich diese Ansicht nicht mehr aufrecht erhalten. Von seinen vielen Unterscheidungsmerkmalen bleibt nur noch dasjenige der verschiedenen Gangart, im Typ I Baryt und im Typ II Calcit, doch ist auch dieses Merkmal nicht ausschlaggebend, weil ich in Obermadlein – allerdings nur wenige – Calcitgänge und in Untermadlein Barytgänge fand.

Sehr grosse Ähnlichkeit mit dem Vorkommen von S-charl, sowohl im Mineralbestand, als auch in der Entstehung, weisen die Lagerstätten von Bleiberg in Kärnten und von Raibl im Südtirol auf (siehe A. TORNQUIST 1927, 1931).

WICHTIGSTE LITERATUR

- BOESCH, H. (1936): *Der Bergbau am Ofenpass nördlich der Passhöhe*. Jber. Natf. Ges. Graub. 74, NF.
- ESCHER, E. (1935): *Erzlagerstätten und Bergbau im Schams, in Mittelbünden und im Engadin*. Beitr. z. Geol. d. Schw., Geotechn. Serie, 18.
- RAUCH, J. O. (1957): *Aus der Geschichte von S'charl*. Gästeblatt Scuol-Tarasp-Vulpera, 12. Jg., Nr. 2.
- SCHLAEPFER, D. (1960): *Der Bergbau am Ofenpass*. Erg. d. wissenschaftl. U.such. d. schw. Nat.-Park, 7, NF., Nr. 1.
- SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G. (1915): *Monographie der Engadinerdolomiten zwischen Schuls und Scanfs und dem Stilfserjoch*. Beitr. z. Geol. K. d. Schw. NF. 44.

- THEOBALD, G. (1863): *Geologische Beschreibung der nördöstlichen Gebirge von Graubünden*. Beitr. z. Geol. K. d. Schw. 2.
- TORNQUIST, A. (1927): *Die Blei-Zinkerzlagerstätte von Bleiberg Kreuth in Kärnten*. Wien 1927.
- (1931): *Die Vererzung der Zink-Bleierzlagerstätte von Raibl*. Jb. der Geol. Bundesanst. 81, 1931.
- WALKMEISTER, C. (1889): *Aus der Geschichte des Bergbaus in den Kantonen Glarus und Graubünden*. Ber. üb. d. Tätigk. d. St. Gall. Naturw. Ges. 1887/88.
-

9. – KIMON KARAGOUNIS UND ALEX SOMM (Zürich): **Geologische Probleme aus den südlichen Engadiner Dolomiten**. Mit 2 Textfiguren.

1. Die Bewegungsphasen im Ofenberggebiet

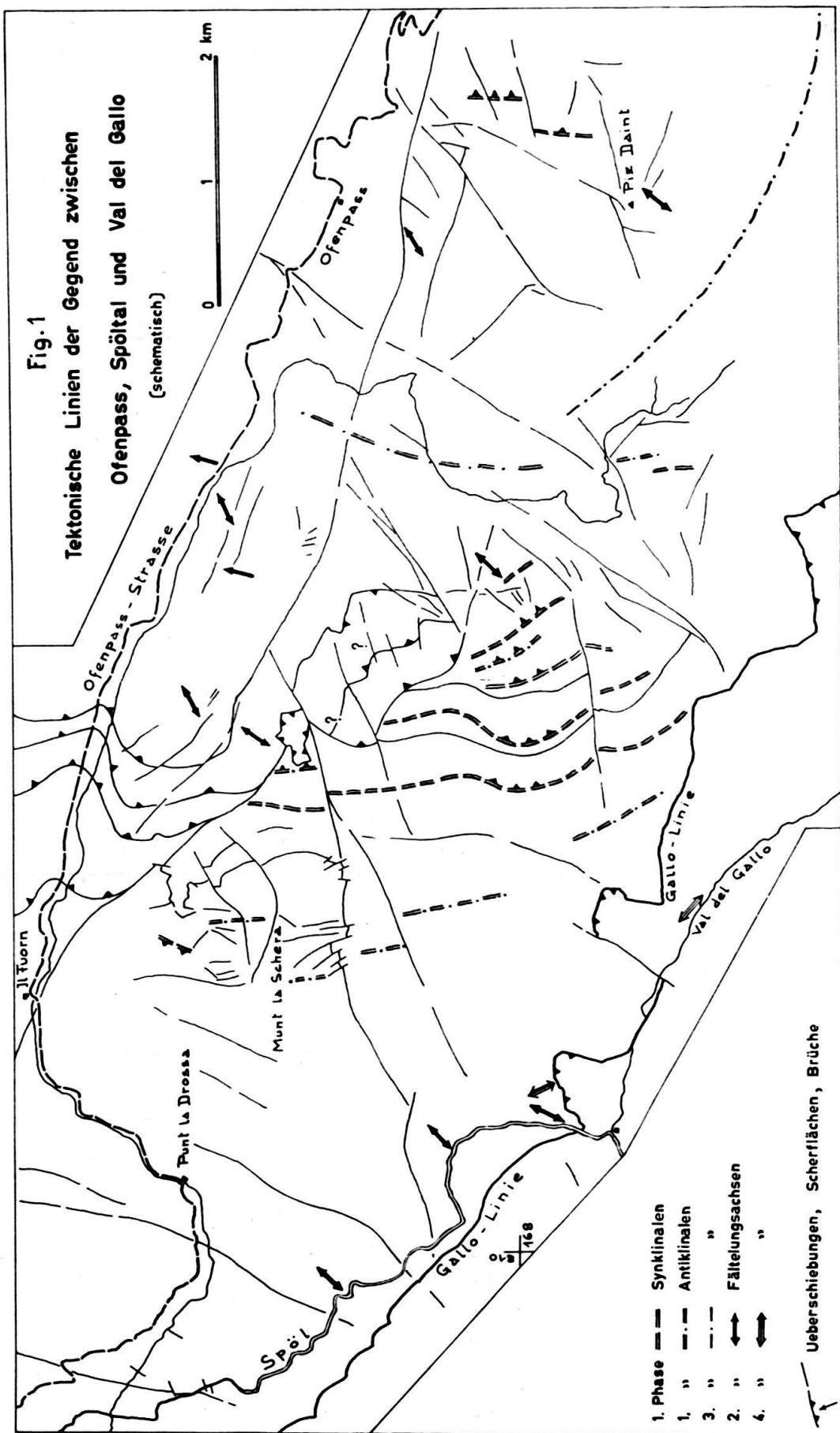
(vgl. Fig. 1) von K. KARAGOUNIS.

Die im Rahmen einer noch zu publizierenden Dissertation (Titel: Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpass, Spöltal und Val del Gallo im Schweizerischen Nationalpark) durchgeführte Untersuchung im Gebiet des Munt la Schera und Munt Buffalora ergab einen primären, einfachen NNW–SSE bis N–S streichenden, W-vergenten Falten- und Muldenbau. An diesen Strukturen beteiligen sich jeweils sämtliche aufgeschlossenen stratigraphischen Glieder (Verrucano bis und mit Ober-Ladin). Diese erste grosse Schubphase erfasste in den Engadiner Dolomiten vor allem den Unterbau und legte ihn in Falten und Schuppen, während der Oberbau disharmonisch mitgefaltet sein dürfte. Die erste Schubphase könnte vor der Überschiebung des Ganzen erfolgt sein, doch liegen für diese Annahme keine konkreten Anhaltspunkte vor. Für gewisse Zonen innerhalb unseres Gebietes müssen wir eine Aufspaltung der Schubrichtung in zwei Komponenten vornehmen, von denen eine gegen WSW (Buffalora) und die andere gegen WNW (Val dal Botsch) gerichtet ist. Wir erhalten also einen Bogen, der die Bogentheorie von SPITZ & DYHRENFURTH (1914), wenn auch in einem viel bescheideneren Rahmen, für den Unterbau in unserem Gebiet bestätigt.

In einer zweiten Phase sind die über das ganze Gebiet regellos verteilten und in allen Strukturen anzutreffenden NE–SW bis NNE–SSW streichenden Faltenachsen angelegt worden. Sie sind auf die endgültige Abscherung des «authochthonen» Hauptdolomites und (oder) durch die über alles hinweggleitenden höchsten Oberostalpinen Decken zurückzuführen. Sie sind also in der gleichen Phase angelegt worden, in der auch, nördlich der Ofenpasslinie, die endgültige Verfrachtung des Hauptdolomites (Oberbau) gegen NW erfolgte und der Mittelbau und die kristallinen Klippen und Halbklippen entstanden sind.

Alle diese Strukturen werden von den grossen, WNW–ESE bis NW–SE verlaufenden Kulminations- und Depressions-Zonen der Engadiner Dolomiten quer durchschnitten und erheblich gestört (vgl. EUGSTER 1959).

Die markanteste Aufwölbung ist wohl die Münstertaler Verrucano-Kuppel, die sich gegen NW in der «diapirartig» emporgetriebenen Kuppel der Munt la Schera fortsetzt. Parallel zu ihr verlaufen zwei Depressions-Zonen: im N die Ofenpass-Linie und im S die Mora-Gallo-Depression.



Die Mora-Gallo-Depression wurde längs ihrer Achse durch die jüngste NE-gerichtete Schubphase (Umbrail-Phase nach BOESCH, 1937) erheblich gestört. Die norischen Sedimente der Quattervals-Zone scheinen sozusagen als breiter, flacher SW-Flügel der Mora-Gallo-Depression gegen ihren eigenen, steil gestellten NE-Flügel (= SW-Flügel der «Scarl-Decke») angeschoben zu sein. Diese «Anschub-Fläche» bezeichnete HESS (1953) als Gallo-Linie. Diese jüngste NE-gerichtete Schubphase äussert sich innerhalb unseres Gebietes nur lokal, entlang der Störungsfläche, durch NW-SE streichende Faltenachsen. Eine Überprägung der primären Strukturen nördlich der Gallo-Linie durch diese jüngste Phase konnte nirgends festgestellt werden. Die «Umbrail-Phase» beanspruchte vor allem die obertriadischen Sedimentmassen südlich der Gallo-Linie zwischen Ortler und Engadin, die sich, besonders in der Quattervals-Gruppe, den Strukturen des Untergrundes anpassen mussten.

Während in einem engbegrenzten Gebiet die zeitliche Folge der einzelnen Bewegungsphasen relativ einfach festzustellen ist, stösst man beim Einfügen in den grossen Rahmen auf enorme Schwierigkeiten und Widersprüche.

Eine dieser Schwierigkeiten begegnet uns im Vergleich zu den südlich, westlich und nordwestlich gelegenen Gebieten im unterschiedlichen Alter der Sedimente. Hier Unter- und Mitteltrias, dort praktisch nur Obertrias. Im ganzen Gebiet der Engadiner Dolomiten ist ja bekanntlich die Obertrias als Oberbau über den carnischen Rauhwacken abgesichert worden, so dass die Korrelation der Bewegungsphasen im Unterbau mit denen des Oberbaues sehr hypothetisch sind.

2. Die westliche Fortsetzung der Fraele-Zone¹⁾

(vgl. Fig. 2) von A. SOMM.

Beim Betrachten von geologischen Karten der Region um S-chanf scheint es nahezu selbstverständlich, den Blaisun-Lias am Albulapass als westliche Fortsetzung des Fraele-Lias zu deuten. Dementsprechend wird in der Literatur der Blaisun-Lias der Ela-Decke zugeordnet, und diese wird der Ortler-Decke gleichgesetzt in der Form der Ela-Ortler-Decke. Diese Annahme ist im Grunde genommen hypothetisch und durchaus diskutabel, denn eine direkte Verbindung der zwei Zonen im Engadin ist nirgends nachgewiesen. Im folgenden möchten wir diesen von den meisten Geologen postulierten Zusammenhang überprüfen und andere Möglichkeiten zur Diskussion stellen. Gleichzeitig möchten wir betonen, dass die schlechten Aufschlussverhältnisse der Lösung dieser Probleme keinen absoluten Wert zukommen lassen.

Vom lithologischen Standpunkt aus scheint zwischen den zwei Liaszonen keine ausgeprägte fazielle Differenz zu bestehen, insbesondere was die einzelnen Gesteinstypen betrifft. Doch sind vorläufig die Verhältnisse im Detail noch etwas zu wenig abgeklärt, so dass dieses Kriterium nur bedingt anzuwenden ist.

In tektonischer Hinsicht nimmt der sogenannte Dolomit von S-chanf eine Schlüsselstellung ein. Es handelt sich bei diesem um eine Linse von Obertrias und eventuell Lias (?), welche in der Form einer ENE-WSW streichenden Tauch-

¹⁾ Die folgenden Darlegungen werden in einer noch in Arbeit befindlichen Dissertation (Titel: Geologie der westlichen Quattervalsgruppe) ausführlich behandelt.

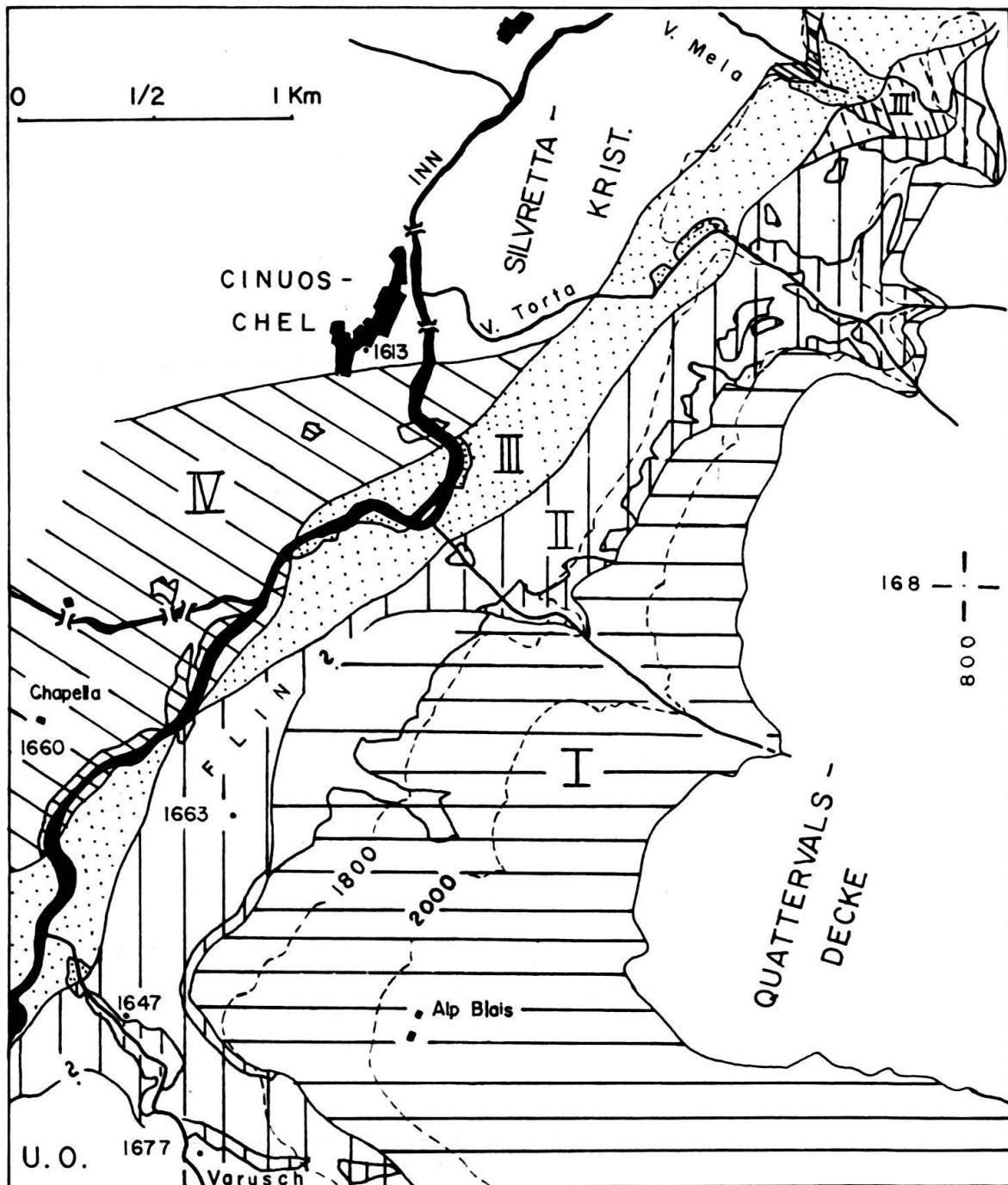


Fig. 2. Tektonische Kartenskizze des Westendes der Fraelete-Zone in der Quattervalsgruppe (nach H. HEIERLI, R. STEIGER und eigenen Aufnahmen). I = Fraelete-Zone. II = Normale Schichtfolge der Val Mela-Schuppenzone. III = Rauhwackenzug (teilw. Gips, Dolomit) sowie Verkehrte Schichtfolge (III') der Val Mela-Schuppenzone. IV = Dolomit von S-chanf und Basaler Dolomit der Val Mela. UO = Unterostalpin.

(Aufschlüsse der betreffenden Einheiten sind enger schraffiert bzw. punktiert.)

faltenreihe in den Blaisun-Lias eingepresst ist. Es scheint nicht ausgeschlossen, den Blaisun-Lias als abgescherte jurassische Hülle des Dolomites von S-chanf zu interpretieren. Ähnliches Verhalten zeigt derselbe Lias weiter im Westen gegenüber den Üertschfalten. Wichtig ist für uns jedenfalls die Feststellung, dass

der S-chanfer Dolomit mit dem Blaisun-Lias verbunden ist, wenn auch die primär-stratigraphische Natur des Kontaktes nicht gesichert ist.

An diese Tatsache schliessen sich folgende Fragen an:

1. mit welcher tektonischen Einheit auf der Ostseite des Engadins, also in der Quattervalsgruppe, lässt sich der Dolomit von S-chanf parallelisieren?
2. wie verhält sich diese gesuchte Einheit gegenüber der Fraelete-Zone?

Falls Fraelete- und Blaisun-Lias zu verbinden wären, so müsste doch eine ähnliche tektonische Stellung der gesuchten Einheit erwartet werden wie der Dolomit von S-chanf gegenüber den Blaisun-Lias zeigt.

Für die Beantwortung der ersten Frage stehen folgende Punkte fest: den östlichsten Aufschluss des Dolomites von S-chanf findet man am linken Innufer bei Cinuos-chel. In derselben tektonischen Stellung steht nun in der Val Mela gegenüber Brail, also in einer Entfernung von etwa 2 km gegen NE, wiederum eine Dolomitlinse an, knapp über dem Silvretta-Kristallin. Dieser Dolomit an der Basis der Val Mela-Schuppenzone erweist sich ziemlich sicher als südwestlicher Ausläufer der Falcun-Mulde, also des Scarl-Unterbaus. Damit gelangen wir zwangsläufig dazu, den Dolomit von S-chanf als Element des Scarl-Systems zu deuten; eine Ansicht, die übrigens schon von SPITZ & DYHRENFURTH (1914) sowie von HEGWEIN (1927) verfochten wurde.

Und nun zur zweiten Frage, nämlich das Verhältnis des Basalen Dolomites der Val Mela zur Fraelete-Zone! In der Val Mela ergibt sich folgendes Bild: der Basale Dolomit liegt unter der Fraelete-Zone und ist von dieser getrennt durch

1. eine mächtige carnische Rauhwackenzone mit ihrem verkehrten Hangendschenkel und darüber

2. eine normale Schichtfolge von Verrucano bis Ladin.

Damit steht die mutmassliche Fortsetzung des S-chanfer-Dolomites in der Val Mela in einem ganz anderen tektonischen Verhältnis zum Fraelete-Lias als der Dolomit von S-chanf zum Blaisun-Lias.

Indem wir die Val Mela-Schuppenzone, also den Rauhwackenzug mit seinem hangenden Verkehrtschenkel und die normale Schichtfolge, gegen SW verfolgen, können wir die eben erwähnte Trennung auch zwischen dem eigentlichen S-chanfer-Dolomit und der Fraelete-Zone feststellen. In einem etwa NW-SE verlaufenden Profil am Innknie bei Cinuos-chel ist das Ostende des Dolomites von S-chanf durch denselben Rauhwackenzug und durch mitteltriadische Schichtglieder der normalen Schichtfolge von der Fraelete-Zone getrennt. Sogar noch weiter südwestlich, bei der Mündung der Ova da Varusch in den Inn, stellen wir wieder analoge Verhältnisse fest, indem südlich des S-chanfer-Dolomites Carn und flach darüber Casanna-Schiefer und Verrucano anstehen. Oberhalb des Verrucano stösst man im Wald von Blais auf Reste von Carn (Normale Schichtfolge), und erst dann folgt die Fraelete-Zone mit Rhät.

Zusammenfassend stellen wir also fest: in drei Profilen ist der Dolomit von S-chanf, beziehungsweise seine wahrscheinliche östliche Fortsetzung im Basalen Dolomit der Val Mela, von der Fraelete-Zone getrennt, jedoch mit dem Blaisun-Lias in direktem Kontakt. Der Blaisun-Lias ist also scheinbar nicht eine westliche Fortsetzung der Fraelete-Zone, sondern ist von dieser tektonisch getrennt und liegt, soweit feststellbar, unter ihr und weiter östlich.

Wir möchten an dieser Stelle darauf hinweisen, dass nach unserer Meinung eine unterirdische Verbindung der zwei Liaszüge nur an einer Stelle, der Ebene von Flin, möglich wäre. Diese liegt zwar zwischen zwei der erwähnten Profile, doch könnten nur Bohrungen sichere Resultate erbringen. Eine Verbindung durch die Luft bleibt, wie eingangs erwähnt, hypothetisch.

Dass der Fraele-Lias zur Ortler-Zone gehört, scheint gewiss. Zu welcher Einheit dagegen gehört, im Falle der hier diskutierten Auf trennung, der Blaisun-Lias? Mit dieser Frage begeben wir uns vollständig in den Bereich der Hypothese. Als Diskussionsbasis möchten wir folgende Möglichkeit erwähnen: wie bereits ange deutet, könnte es sich um die abgescherte Jura-Formation des Dolomites von S-chanf handeln und wäre damit als zurückgebliebener Scarl-Lias aufzufassen.

Jedenfalls zeigt sich einmal mehr, dass Parallelisationen über die im Karten bild so auffällige Engadinerlinie hinweg (gemeint ist die Linie Oberengadin-Stra gliavita-Nauders) sehr problematisch sind, und dass man nicht ohne weiteres Zonen, welche scheinbar im selben Streichen liegen – im diskutierten Fall Fraele- und Blaisun-Lias – miteinander verbinden darf.

ZITIERTE LITERATUR

- BOESCH, H. (1937): *Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpass und Val Laschadura (Graubünden)*. Diss. Univ. Zürich.
- EUGSTER, H. (1959): *Beitrag zur Tektonik der Engadiner Dolomiten*. Eclogae geol. Helv. 52, 2.
- HEGWEIN, W. (1927): *Beitrag zur Geologie der Quatervalsgruppe im Schweizerischen Nationalpark (Graubünden)*. Diss. Univ. Bern.
- HEIERLI, H. (1955): *Geologische Untersuchungen in der Albulazone zwischen Grap Alv und Cinuos chel (Graubünden)*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 101.
- HESS, W. (1953): *Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraele*. Eclogae geol. Helv. 46, 1.
- SPITZ, A., & DYHRENFURTH, G. (1914): *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch*. Beitr. geol. Karte Schweiz. NF 44.
- STEIGER, R. (1962): *Geologie der Val Trupchun (Engadin)*. Unveröffentlichte Diplomarbeit ETH Zürich.

10. – JOSEPH KOPP (Ebikon): **Die Deckenschotter zwischen Surental und Sagenbachthal.** Mit 1 Textfigur.

Auf der Geologischen Karte der Umgebung des Hallwilersees und des Obern Winen- und Surentales gibt F. MÜHLBERG (1912) Ältere Deckenschotter am Buttenberg und der Honegg (Honig) an. OSKAR FREY (1907) erwähnt hingegen Ältere Deckenschotter auch am Ostabfall des Hombrig (Homberg) oberhalb Walde. Im Rahmen einer Untersuchung der Kiesausbeutungsstellen im Deckenschotter hat sich nun ergeben, dass die Vorkommen von Deckenschotter zwischen Wiggertal und Sagenbachthal weit ausgedehnter sind, als sie F. MÜHLBERG angenommen hat.

Der ältere Deckenschotter bildet eine grosse von Rissmoräne des Reussgletschers mehr oder weniger bedeckte Platte zwischen Etzelwil und Kulmerau, welche über den Grütwald mit der Honegg zusammenhängt. Zu diesem Ergebnis führen neue Aufschlüsse in Deckenschottergruben sowie morphologische Beob

achtungen. Die oberste und unterste Deckenschotterschicht bildet nämlich zu meist einen scharf ausgeprägten 5–10 m hohen Steilhang, an dem die Rissmoränenüberdeckung an manchen Stellen abgerutscht ist.

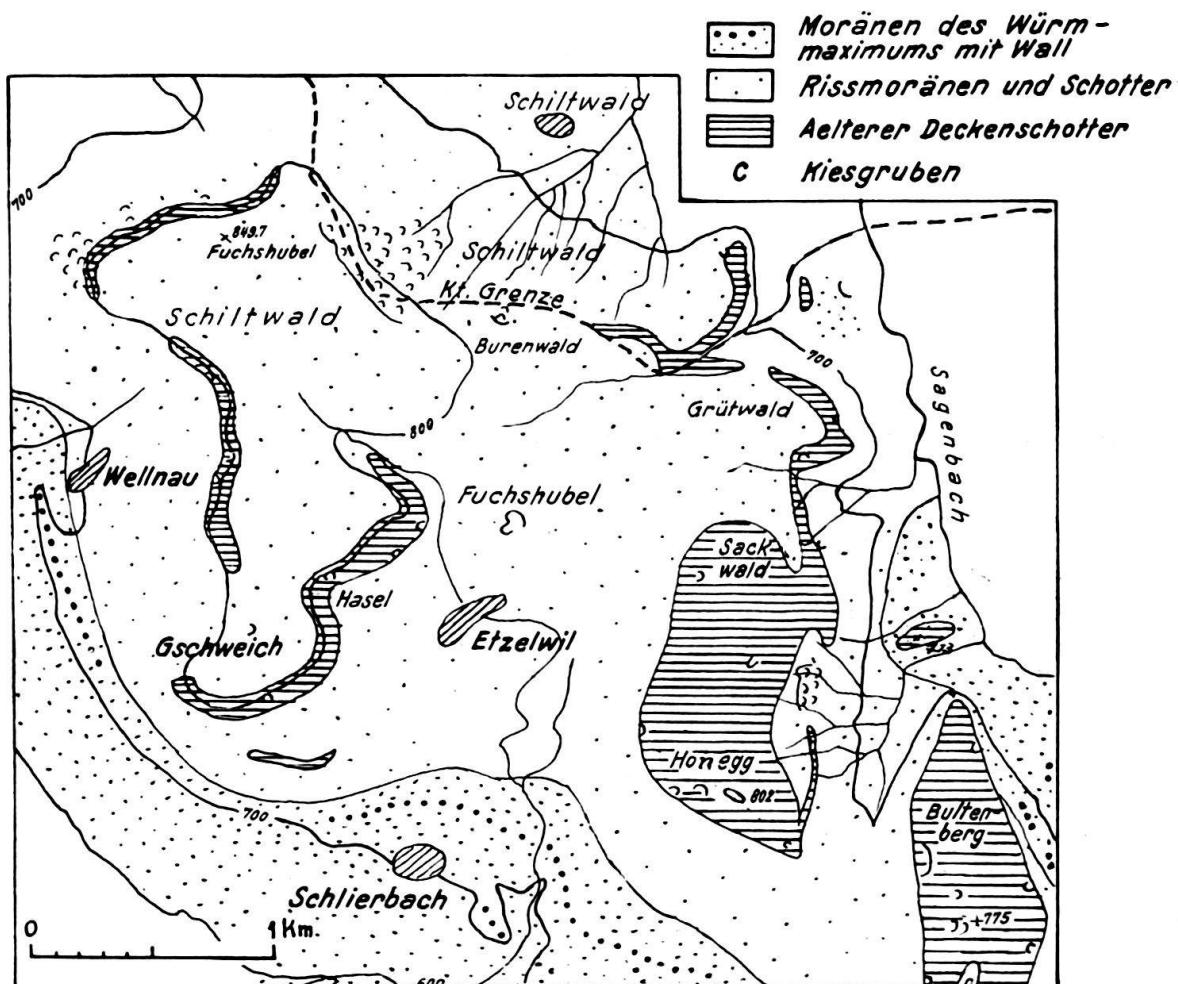


Fig. 1. Geologische Kartenskizze des Quartärs zwischen Suhrental und Sagenbachtal.

Eine aufgelassene Kiesgrube mit verkittetem Deckenschotter auf der Chüeweid am SE-Rande des Grütwaldes zeigt, dass dieses Waldplateau aus Deckenschotter besteht. Auf Grund des Steilhanges der untersten Deckenschotterschichten lässt sich diese bis in den Seckwald verfolgen. Ein sehr schöner Deckenschotteraufschluss findet sich in einer aufgelassenen Grube am bewaldeten Steilhang NW Etzelwil. Es sind mit ca. 5° nach W einfallende verkittete, grobe und feine Kiese sowie stark verkittete Sandlagen sichtbar. In einer neuen Grube bei Hasel und oberhalb Lumpenweid auf der anderen Seite des Ischlagplateaus wird verkitteter Deckenschotter abgebaut. Bei einer Wasserbohrung bei Gschweich wurde Deckenschotter in 25 m Tiefe angetroffen, so dass der Deckenschotter in diesem Gebiete eine Mächtigkeit von mindestens 40 m aufweist. Der Steilhang des obersten Deckenschotters zieht sich nun über Oberwellnau zum SW-Rand des luzernischen Schiltwaldes. Zwischen Fuchshubel und Tannwald zeigt ein Felskopf von verkittetem Deckenschotter, dass er hier in ca. 800 m Höhe durchziehen muss.

Unterbrochen durch einen grossen Rutsch SW des Schweikhofes lässt sich die Oberkante des Deckenschotters bis zum Bärenwald verfolgen. Auf der linken Seite des Sagenbachwaldes sinkt die unterste Partie des Deckenschotters oberhalb Rehhag bis auf 710 m und am Burgrain, der eine Deckenschotterkappe trägt, bis auf 690 m herab. Beiderseits des Buttenberges reicht der Deckenschotter an den Flanken viel weiter herunter als Mühlberg angibt. W Hofgass bei Rickenbach hat man bei einer Wassergrabung Deckenschotter in ca. 740 m Höhe angetroffen. Wahrscheinlich zieht sich der Deckenschotter von dort, unterbrochen durch einen Rutsch, erkenntlich an einem Steilhang bis Hinter Feldmoos hin, wo er von grossen Rutschungen zugedeckt wird. Das südlichste Deckenschottervorkommen findet sich in der kleinen Kiesgrube bei Haumässer in 825 m Höhe. Unter Würmmoräne kommen dort zwei Felsköpfe von stark verkittetem Deckenschotter zum Vorschein.

Der Deckenschotter ist ein ausgezeichneter Quellenbildner. Die Wasserversorgungen von Etzelwil, Rehhag, Booler und Rickenbach haben Quellen im Deckenschotter gefasst. Auf der Landeskarte, Blätter Sursee und Schöftland, weisen die zahlreichen Quellbäche im Seckwald und aargauischen Schiltwald auf die Anwesenheit von Deckenschotter hin.

MÜHLBERG kartierte den Grütwald, den Fuchshubel N Etzelwil, Etzelwil und Gschweich als Würmmoräne mit Wallmoränen von Gschweich gegen Hasel, welche sich nun als Deckenschotterkanten erweisen. Er lässt die Würmmoränenablagerungen bis in 810 m Höhe ansteigen. Da auf der linken Talseite des Surentales die Würmmoränengrenze bei ca. 700 m liegt, ist es ganz unwahrscheinlich, dass sie auf der andern Talseite 100 m höher hinaufreicht. Der höchste Wall der Würmeiszeit zieht sich von Usserfeld (728 m) über Schlierbach bei Helgenholz unterbrochen bis zur Kapelle von Oberwellnau hin (690 m), und das ganze Gebiet NE davon ist mit Rissmoräne überdeckt aus der die Steilhänge des älteren Deckenschotters herausragen.

Am Stierenberg auf der rechten Talseite des Sagenbachtales zieht sich der Deckenschotter, Steilhang von Chanzel nicht nur bis Höhweid, wie MÜHLBERG angibt, sondern oberhalb Hinter Sterenberg durch am Waldrand bis zur Kantonsgrenze.

Die am Westhang des Sagenbachtales gegen die Talmitte absinkende Deckenschotterplatte zeigt an, dass dieses Tal wenig eingetieft schon vor der Günzeiszeit vorhanden war. Leider konnte das Liegende des Deckenschotters, wohl Molasse, nirgends beobachtet werden.

Die Schotter am Ostabfall des Hombrig sind nicht Deckenschotter wie O. FREY auf Grund verkitteter Lagen vermutete, sondern Riesschotter in Übereinstimmung mit MÜHLBERG. In der Kiesgrube oberhalb Schlatt und am Hang oberhalb Schür fallen die verkitteten Kieslagen mit 20–30° nach NE ein, was im Deckenschotter nie vorkommt.

12. – HENRY DE RÖMER (München): Kurze Erläuterungen zur Tektonik der Bündnerschiefer in der Umgebung von Nauders, Tirol.

Eine noch am Anfang stehende tektonische Untersuchung der Bündnerschiefer im Gebiet von Nauders, Tirol, ergab, dass ein NE bis ENE streichendes Faltensystem von überall sichtbaren NW–SE streichenden Faltenachsen überprägt ist. Dabei ist festzustellen, dass die NE-Falten grosse Amplituden aufweisen, während die Schenkel der im allgemeinen viel kleineren NW-Falten in den unkompetenten Serien der Bündnerschiefer entlang S_2 ausgewalzt und zerschert sind. Es ist möglich, dass NE von Nauders NNE-streichende Achsen die vorhandenen Strukturen überprägen.

