

mit jüngerem Streichen nahe“ (l. c.), denn das nördliche Kristallin streicht nach unserer bisherigen Kenntnis scharf OW über das Engadiner Fenster (Silvretta, Ötztal, Tuxer Voralpen) und biegt (Stubai, südlich Ötztal), sogar aus OW- in SO-Richtung, also wieder im großen Gegensatz zum Streichen der Tuxer Gneise und des Schneeberger Zuges in der alpinodinarischen Kontur.

Nach Eintragung der bisher bekannten Streichrichtungen in eine Karte, möchte ich es weiterer Kritik überlassen, die Möglichkeit zu prüfen, daß das alpinodinarische Streichen (mit der Alpenknickung) das jüngere wäre, und daß sogar die nach NO vorgebuchteten Bögen des Ötztaler Kristallins in derselben tektonischen Phase entstanden wären, nämlich als ein Ausweichen steilstehender Schiefer gegen NO, bei einer Hauptdruckrichtung subnormal auf die alpinodinarische Kontur. Das OW-Streichen des nördlichen Kristallins wäre ein älterer Zug; die rhätischen Bögen Spitz' und die Ostwestschub-Phänomene, aber vielleicht in die jüngere Phase gehörig, zusammen mit der Einschnürung an der alpinodinarischen Grenze, zusammen mit dem Schub gegen diese Linie und — wie gesagt — mit der alpinodinarischen Biegung des Streichens. Zur Prüfung solcher Möglichkeiten möchte ich freilich ausdrücklich die Neubearbeitung der Ötztaler- und Silvretta-Schiefer und noch manches Andere für unerläßlich halten.

### Literaturnotizen.

**Albert Spitz und Günther Dyhrenfurth**, Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stilfserjoch. Mit einer geologischen Karte im Maßstab 1 : 50.000 und 3 Tafeln. 235 S. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Neue Folge 44. Lfg. Bern 1915.

Zwischen den kristallinen Bereichen der Silvretta, der Ötztaler Alpen und des oberen Veltlin, umgrenzt vom oberen Inn, den Quelltälern der Etsch und der Adda breitet sich ein hauptsächlich aus mesozoischen Formationen aufgebautes, rauhes Hochgebirge aus, dessen größter Teil bisher geologisch wenig erforscht war. Hier liegt nun eine eingehende und genaue Darstellung des ganzen Gebietes vor, durch welche nicht nur eine große Lücke in der Kenntnis der Zentralzone der Ostalpen ausgefüllt wurde, sondern auch tektonische Ergebnisse bekannt werden, welche für das Verständnis des ganzen Alpenbaues von wesentlicher Bedeutung sind.

Die Trias der Engadiner Dolomiten umfaßt alle Glieder der ostalpinen Triasentwicklung, vom Buntsandstein bis zum Rhät und schließt sich in den Hauptzügen der tirolisch-nordalpinen Fazies an, doch treten auch mehrfach Besonderheiten auf, welche schon Gumbel zur Aufstellung einer „Bündnerfazies“ für dieses Gebiet veranlaßten.

Der Muschelkalk ist größtenteils durch dünn-schichtige rötlichgraue Kalkschiefer vertreten, zu denen sich auch lichte bis weiße Kalke gesellen und Dolomite; letztere stellen auch in sehr quarzreichen Lagen einen Übergang zum Buntsandstein her. An einzelnen Orten wird der ganze Muschelkalk durch bräunlichen Dolomit vertreten. Im Lischanna-Schliniggebiet erscheint im Muschelkalk als bezeichnendes Glied ein schwarzer, orange-gelb anwitternder Eisendolomit, welcher am Rimsspitz *Spirigera trigonella* und eine *Rhynchonella* aus der *decurtata*-Gruppe enthielt. Eine „untere Rauhwacke“ ist nur an einzelnen Stellen und in unvollkommener Weise vorhanden; was von den anderen Autoren dahin gestellt wurde, gehört nach Spitz und Dyhrenfurth meist zu den Raiblerschichten oder ist altersunsicher.

Die Stufe des Wettersteinkalks ist im ganzen Gebiet rein dolomitisch entwickelt, mit dem liegenden Muschelkalkdolomit eng verbunden und wo nicht begleitende Raiblerschichten einen Anhalt bieten, schwer oder gar nicht von dem

lithologisch ganz übereinstimmenden Hauptdolomit zu unterscheiden, besonders in tektonisch isolierten Schollen.

Eine eigenartige und mannigfaltige Ausbildung trifft man bei den Raiblerschichten: neben indifferenten, dem Wettersteindolomit gleichen grauen Dolomiten, ist als ein charakteristisches Gestein derselben dünnbankiger, gelblicher Dolomit mit rostbraunen oder schwärzlichen tonigen Überzügen allgemein verbreitet, welche letztere sich bis zu schieferigen Zwischenlagen verstärken können. Auch Sandsteine schalten sich ein. Plattige, schwarze Kalke sind oft sehr reich an Fossilresten — bis zur Ausbildung von Lumachellen — und lieferten an dem schon Gumbel und Böse bekannten Fundort an der Ofenbergstraße sowie einem neuen Fundplatz am P. Terza den Autoren eine kleine Fauna der Raiblerschichten. Ein wesentlicher Bestandteil dieses Horizontes sind ferner Rauhwacken, manchmal mit Gips, sowie Primärbreccien. Es ist bemerkenswert, daß in den Engadiner Dolomiten in allen Schichtgliedern vom Verrucano bis zum Jura solche primäre sedimentogene Breccien auftreten, besonders stark in den Raibler Schichten und im Lias, viel auch im Hauptdolomit und Wettersteindolomit. Ein stark an die Südalpen erinnernder Zug ist die Einschaltung von Eruptivdecken, und zwar besonders von Diabasporphyr, welcher durch tufige Bildungen mit den kalkigen Sedimenten verbunden ist, ferner von Quarzporphyr, welche meist bis zur Unkenntlichkeit verschiefert und umgewandelt sind.

An der Grenze von Hauptdolomit und Rhät entwickelt sich durch Wechsellagerung des ersteren mit schwarzen, dünnplattigen Kalken (mitunter mit roten Eisenoxydüberzügen) und mit metallisch glänzenden Tonschiefern ein Grenzniveau mit einer aus norischen und rhätischen Formen gemischten Fauna.

Das Rhät selbst ist teils in echter fossilreicher Kössener Fazies ausgebildet, teils mehr dem Plattenkalk der Nordalpen ähnlich (Quätvalsgruppe), während im Fraßegebiet rötlichgraue Kalkschiefer und Kalke hier auftreten. Auch im Lias herrschen starke Faziesverschiedenheiten: im Norden (Lischanna) breitet er sich direkt auf dem Hauptdolomit als Transgressionsbreccie mit rotem Zement aus, welche dann noch von dunklen kalkarmen bis kieseligen Schiefern überlagert werden; im Süden ist übermäßigem Rhät der Lias in einer den Allgäuschiefern sehr nahestehenden Fazies abgelagert, während rote Breccien nur ganz untergeordnet sich einschalten. Jüngerer Mesozoikum (Malm als Akantikuskalk, Aptychenkalkschiefer) ist nur in den randlichen Teilen des Gebietes in einzelnen bescheidenen Resten erhalten geblieben.

Da das Arbeitsfeld der Autoren auch den Südrand des Bündnerschiefergebietes südlich des Inn, zwischen Schuls und Ardetz in sich schließt, wird auch diesen Schiefer eine entsprechend begrenzte stratigraphische Darstellung gewidmet, wobei besonders die Frage nach Stellung und Alter der „bunten Bündnerschiefer“ durchbesprochen wird. Dyhrenfurth ist geneigt, die bunten Schiefer der Schuler Zone am besten zur Trias zu stellen, während für eine Entstehung derselben durch Kontaktmetamorphose an dem Serpentin einstweilen eine genügende Begründung fehlt.

Vorgreifend sei als tektonisches Ergebnis für diesen Streifen angeführt: die Injektionszone von Schuls ist sehr wahrscheinlich gabbroid injiziertes Altkristallin (was der Ref. kürzlich in Verh. 1915 ebenfalls bestätigen konnte) und wird von Serpentin überwölbt, der seinerseits wieder von Bündnerschiefer in antiklinale Stellung bedeckt wird. Die Autoren halten dieses Gewölbe für den tiefsten Teil des Bündnerschiefergebietes und stellen damit die gesamten Bündnerschiefer über den Serpentin; dem Tasnagranit entsprechen die Gneisschollen von Fontana und Rufnat. Die Grungesteine sind an Ort und Stelle emporgedrungen und haben am Südrand die Bündnerschiefer kontaktmetamorphosiert. Es ist hier nicht der Raum, um in eine Diskussion dieser Ergebnisse einzugehen, was vom Ref. zum Teil bereits an anderer Stelle (Jahrb. 1914) geschehen ist.

Auch die kristalline Basis der jüngeren Formationen im Osten sowie der im NW anstoßende Randteil der Silvretagneise (Nunagruppe) wird eingehend besprochen, worauf hier nicht näher eingegangen werden kann, obwohl auch in diesen Kapiteln manche wichtige regionale Fragen angeschnitten werden.

Die interessantesten und wichtigsten Ergebnisse der Abhandlung liegen im tektonischen Teile derselben.

Die der kristallinen Basis aufliegenden Schichten vom Verrucano bis zu den Raiblerschichten, seltener auch noch der Hauptdolomit, sind in enggeschlossene, überkippte bis liegende Falten gelegt; Keile von Verrucano im Kristallin zeigen, daß auch das Grundgebirge bis zu gewissem Grade in die Bewegung miteinbezogen

wurde. Nördlich der Ofenpaßlinie von Ost gegen Westen fortschreitend, lassen sich vier Faltenzüge unterscheiden mit NO-Streichen. Der erste setzt an der Furche des Münstertales aus; der zweite schwenkt am Ofenpaß in NS-Streichen um und verliert sich dann; der dritte streicht nördlich des Ofenpasses NO, südlich desselben SO — das Verbindungsstück ist erodiert — der vierte endlich zeigt NO, NS und schließlich SO-Streichen in seinem Verlauf beiderseits der Ofenpaßlinie. 3 und 4 vereinen sich im südoststreichenden Teil, wobei das ganze Faltenbündel enger gedrängt und steiler aufgerichtet ist. Am Westrand der Engadiner Dolomiten setzt dann noch ein 5. Faltenzug ein, welcher auch noch Hauptdolomit und Rhät enthält und eine ähnliche Schwenkung wie die anderen aus NO, über NS in SO und endlich in OW-Streichen ausführt. Er breitet sich besonders in der Quaternalsgruppe mächtig aus, wo er sich in mehrere weit überliegende und verschiedentlich verwickelte Sättel und Mulden gliedert und findet dann seine Fortsetzung durch das Fraële- und Brauliotal in die Ortlergruppe.

Da sich anderseits die NO streichenden Falten teilweise bis in die Lischannagruppe hinziehen, so hat man im ganzen ein gewaltiges Faltenbogensystem vor sich, zwischen dem Reschenscheideck und dem Ortler ausgespannt, und mit der konvexen Krümmung gegen Westen gewendet. Die Überkipnungen der Falten sind, mit wenigen Ausnahmen, alle gegen außen gerichtet, also gegen NW, W und SW, die erzeugende Bewegung in dem Bogen war also in diesen Richtungen tätig. Im Südfügel des Bogens, im Raume zwischen Fraële und Val Mora bis zum Piz Lad bei St. Maria, erscheinen auch einzelne kürzere, gegen innen überkippte Falten, welche von den Autoren als Rückfaltung durch Stauchung aufgefaßt werden. Außerdem durchziehen mehrere große, flache Einmuldungen quer zum Streichen der Bögen das System, sogenannte Walmulden, meist mit einem nahe an OW liegenden Verlauf. Beide Erscheinungen scheinen dem Ref. am ehesten auf eine spätere Zusammendrückung des ganzen Systems in NS-Richtung zurückführbar zu sein. Auf ein solches läßt wohl auch das eigenartige Einschwenken der Ortlerfalten in NO und NS schließen sowie der Wechsel in der Überkippfung der Schubflächen in der Laasergruppe.

Auf dem nördlichen Teil des Faltenbogens, als „Unterbau“, breitet sich vom Ofenpaß westwärts bis an die durch eine steilstehende Dislokationsfläche (die „nordwestliche Randlinie“) gebildete Grenze gegen die Silvrettagneise über einer ganz flach liegenden Auflagerungsfläche eine gewaltige Masse von Hauptdolomit aus, der „Oberbau“ mit noröstlichem Streichen und hin und hin gleichem nordwestlichem Fallen. Schon die enorme Mächtigkeit dieser isoklinalen Schichtmasse zwingt zur Annahme von mehrfachen Wiederholungen derselben Schicht und dies wird durch die mehrmalige Einschaltung dünner Bänder und Linsen des rhätischen Grenz niveaus und von Lias bestätigt. In der Gegend des Ofenpasses hängt der Hauptdolomit des „Oberbaus“ mit jenem des „Unterbaus“ unmittelbar zusammen; an der nordwestlichen Randlinie sind die Schichten des „Oberbaus“ zu großen „Stirneinrollungen“ aufgewölbt (Piz Pisoc, Piz St. John). Im südlichen Teil des Bogensystems sind nur geringe Reste vorhanden, welche als analoge Bildungen wie der „Oberbau“ gedeutet werden können.

Östlich vom Ofenpaß überdeckt nördlich des Münstertals eine kristalline Schubmasse den Unterbau, indem sich kristalline Gesteine gleicher Art wie jene der Basis mit einer Schubfläche über den Verrucano und die Trias der östlichen Faltenzüge in Erosionsresten ausbreiten (Urtiola, Starler, Minschuns). In entsprechender Lage findet man am Chavalatschkamm eine obere kristalline Masse, welche vielfach direkt und dann kaum abtrennbar auf dem kristallinen Sockel aufrucht, da die jungen Sedimente hier auf einen Kranz einzelner Schollen von Trias und Verrucano beschränkt sind. Die Fortsetzung gegen Westen bildet die den südlichen Faltenzügen aufliegende schöne Deckscholle des Piz Lad-Chazfora, welche weiterhin gegen W in zahlreiche, kleine Schollen zerteilt, an Gleitflächen mit der Triasunterlage mehrfach übereinandergeschuppt und dergestalt in den „Unterbau“ miteinbezogen ist.

Wie schon frühere Beobachter feststellten, ist außerdem im Nordostteil des Gebietes der Westrand des Ötztaler Gneisgebirges stark gegen W über das mesozoische Gebirge und über die kristalline Basis des Münstertals vorgeschoben. Ob die Münstertaler Deckschollen des Urtiola, Chavalatsch usw. die — nur durch Erosion abgetrennte — Fortsetzung dieser (von Spitz und Dyhrenfurth als „Schlingendecke“ benannte) Ötztaler Schubmasse sind oder eine tiefere Schubscholle darstellen, ist schwer zu entscheiden.

In dem Anschub der kristallinen Massen aus Osten sehen Spitz und Dyhrenfurth die erzeugende Ursache für das gegen W gerichtete Bogensystem.

Vor den andringenden Massen löste sich der obere Teil der Sedimentdecke ab, es bildeten sich selbständige Faltungsstockwerke aus: aus den tieferen Schichten bildeten sich die kurzen liegenden Falten des Unterbaus; Hauptdolomit, Rhät und Lias wurden größtenteils abgepalten und stauten sich im Westen vor der Stirn der kristallinen Schubmasse zu einem Paket liegender Falten auf, welche dann gegen W abglitten und so den isoklinalen Schichtenstoß des Oberbaus lieferten. Im Südteil fand ein stärkeres Eindringen der kristallinen Schubmassen in die aufgestaute Sedimentdecke statt und ergab sich dementsprechend die engere Verknüpfung von Schubmasse und Unterbau in der Umbrail-Murtarölgruppe. In der Lischannagruppe wiederum wurden bei dem weiteren Vorschub der Ötztaler Decke Teile des Unterbaus noch über den Oberbau hinauf verschleppt.

Während der Unterbau häufig deutliche Sattel- und Muldenumbiegungen zeigt, fehlen solche im Oberbau völlig; es scheint dem Referenten daher wahrscheinlicher, daß dieser nicht aus (liegenden) Falten hervorgegangen ist, sondern einen Zusammenschub der abgestauten Sedimente in dachziegelartig übereinanderliegenden Schuppen darstellt, mit Stirneinrollung im NW, wie überhaupt der Zerfall der bewegten Massen in zahlreiche subparallele Schollen mit Gleitung und Übereinanderstapelung derselben eine für dieses Gebiet bezeichnende Erscheinung ist, welche, meines Erachtens, mehr noch als die Autoren annahmen, an die Stelle der Faltung tritt. Eine gewisse Schwierigkeit bei der Zurückführung der Faltenbogen auf den Andrang der kristallinen Schubmassen liegt darin, daß letztere nicht zentrisch zu den Bogen liegen. Die „Schlinigdecke“ tritt in keine Beziehung zu den überschobenen Faltenzügen und überdeckt diese in gänzlich excentrischer Stellung. Auch wenn man die Münstertaler Deckschollen mit dem Ötztaler Schubrand zu einer Einheit zusammenzieht, so streichen doch beiderseits die Faltenbogen unter diese hinein. Die Aufschiebung der Ötztaler Gneise ist ersichtlich jünger als die Bildung der Falten der Lischannagruppe und auch die Einbeziehung der kristallinen Schollen in der Umbrail-Murtarölgruppe kann möglicherweise auf eine spätere (NS gerichtete) Faltungsphase zurückzuführen sein. Man wird also wohl bei Annahme eines ursächlichen Zusammenhanges zwischen kristalliner Schubmasse und Faltenbogen die Schlinigdecke von den Münstertaler Deckschollen trennen müssen und letztere allein als Erzeugende ansehen, wenn man es nicht vorzieht, die Ursache jener Struktur in größerer Tiefe zu suchen als in den Schubmassen.

Bei der Erklärung der Ausbreitungsform der durch die Westbewegung erzeugten Falten ist meines Erachtens die Möglichkeit nicht ganz außer acht zu lassen, daß es sich um eine Anpassung an den Raum handelt, in welchen die Falten bei ihrer Westbewegung hineingedrängt wurden, nämlich in den keilförmig gegen W sich verengenden und in gleicher Richtung sich bedeutend absenkenden Raume zwischen den Silvrettagneisen (nordwestliche Randlinie) und den kristallinen Massen des oberen Veltlin, wie dies der Referent bei anderer Gelegenheit schon betont hat.

Noch während der Drucklegung der vorliegenden Abhandlung ist es den Autoren gelungen, die Erscheinung der Bogenfalten infolge longitudinaler Bewegungen im Alpenbau noch weiter über ihr Gebiet hinaus zu verfolgen: in die Ducan- und Plessurgruppe (siehe Referat in den Verhandl. 1913, pag. 416) sowie in der Piz Alvzone im Oberengadin (Verhandl. 1913, pag. 403). Im ganzen also die Einzelbegründung und Neugestaltung des zuerst von Rothpletz ausgesprochenen Gedankens großer longitudinaler Bewegung der Ostalpen gegen die Westalpen, wie dies im „Querschnitt durch die Ostalpen“ (Jahrbuch 1911) des näheren ausgeführt wurde.

Der Zusammenhang mit diesem wichtigen Probleme der Alpengeologie und die Fülle der Fragen, welche sich daran knüpfen und auch von den Autoren zur Besprechung herangezogen werden, rücken die Abhandlung über die Engadiner Dolomiten in ihrer Bedeutung über den Rahmen einer bloß lokalen Monographie hinaus.

Der graphische Ausdruck der Untersuchungen von Spitz-Dyhrenfurth liegt in der dem Werke beigegebenen geologischen Karte im Maßstab 1:50.000 vor, auf welcher außer dem engeren Arbeitsgebiet der Autoren auch die angrenzenden Gebietsstreifen nach den Karten von Schiller, Zöpplitz und Hammer, größtenteils in von den Autoren überprüfter Form, eingetragen sind, außerdem in zwei Tafeln mit zahlreichen enggescharten Kulissenprofilen. Die Karte bietet im ganzen ein schönes Übersichtsbild und geht in der Genauigkeit bis an die Grenze des technisch Ausführbaren.

(W. Hammer.)