

Zwischen dem brasilianischen und dem unverzwilligten alpinen Schwingquarz ist kein praktisch ins Gewicht fallender Unterschied festzustellen. Dagegen macht sich bei verzwilligtem Material die Zunahme des Verzwilligungsanteils in einer Abnahme des effektiven Piezomoduls bemerkbar. Dies rührt davon her, dass beim Anlegen eines elektrischen Wechselfeldes die beiden Individuen entgegengesetzte Deformationen erfahren. Wenn die Verzwilligung derart ist, dass die Deformationen sich nach aussen gerade aufheben, so erscheint der betreffende Quarzstab überhaupt nicht piezoelektrisch. Es ist daraus ersichtlich, dass auch die gegenseitige Lage und Verteilung der Individuen im Quarzstab einen Einfluss auf die Grösse des Piezomoduls ausüben. Bei stark verzwilligtem Material treten ebenfalls Störungen der longitudinalen Schwingungsform auf, und es können beträchtliche Abweichungen von der durch Gleichung (1) gegebenen Resonanzfrequenz sowie das Auftreten von Mehrwelligkeiten beobachtet werden.

Zusammenfassend kann auf Grund der bisherigen Versuchsergebnisse folgendes festgestellt werden:

1. Der unverzwilligte alpine Quarz lässt sich wie ausländisches Material elektrisch zu Schwingungen anregen. Die Werte der elektrischen und mechanischen Konstanten (Piezomodul, Dielektrizitätskonstante, Elastizitätsmodul und Dichte) liegen innerhalb der Streubereiche der in der Literatur von brasilianischem Quarz angegebenen Grössen, die auch durch eigene Messungen bestätigt wurden.
2. Der verzwilligte Quarz weist einen kleineren effektiven Piezomodul auf als unverzwilligtes Material. Massgebend für die Verkleinerung sind der volumprozentrische Anteil von Individuum I zu Individuum II sowie die gegenseitige Lage und Verteilung der Individuen. Damit verbunden sind Störungen der Schwingungsform gegenüber derjenigen von unverzwilligtem Material. Die Verzwilligung kann derart sein, dass eine Schwingungsanregung nicht möglich ist.

## Der Bau der Stirnregion der St. Bernhard-Decke und ihrer Unterlage zwischen Visp und Leuk-Suste im Mittel-Wallis

Von

W. STAUB (Bern)

(Mit 2 Abbildungen im Text)

Bei einer Fahrt mit der Lötschbergbahn von Hohentenn gegen Brig erblicken wir auf der gegenüberliegenden, südlichen Rhonetalseite eine Gebirgsgruppe, die massig und fast formlos dasteht und die in scharfen Gegensatz tritt zum Aarmassiv auf der rechten, nördlichen Rhonetalseite mit seinen zackigen Graten, überragt vom Bietschhorn. Dank einem Beitrag der «Stiftung für wissenschaftliche Forschung» an der bernischen Hochschule wurde es mir möglich, die vor zehn Jahren abgebrochenen Studien im Gebirge zwischen den Vispertälern und dem Turmtal im Sommer 1944 wieder aufzunehmen. Das Bestreben, die Oberflächengestalt aus dem Gebirgsbau heraus zu verstehen, war es, was zu den erneuten Be-

gehungen führte. Es wurde möglich, die Moränen der Talgletscher von den reichlich die Talhänge bedeckenden Lokalmoränen der einstigen Hänge- oder Kargletscher zu trennen und hier einen letzten Vorstoss des Gschnitzstadiums der zerfallenden Eiszeit nachzuweisen, worüber an anderer Stelle berichtet wird.

Bereits 1934 wurde die muldenförmige Struktur des grossen Kessels im Hintergrund des Ginzantales erkannt. Die Längsachse dieser tektonischen Einmuldung hebt sich über dem «oberen Senntum» des Ginzantales in der Richtung Visp gegen Nordosten heraus.

Zunächst gelang es, die Folge von Bündner Schiefer, welche die Felswände über

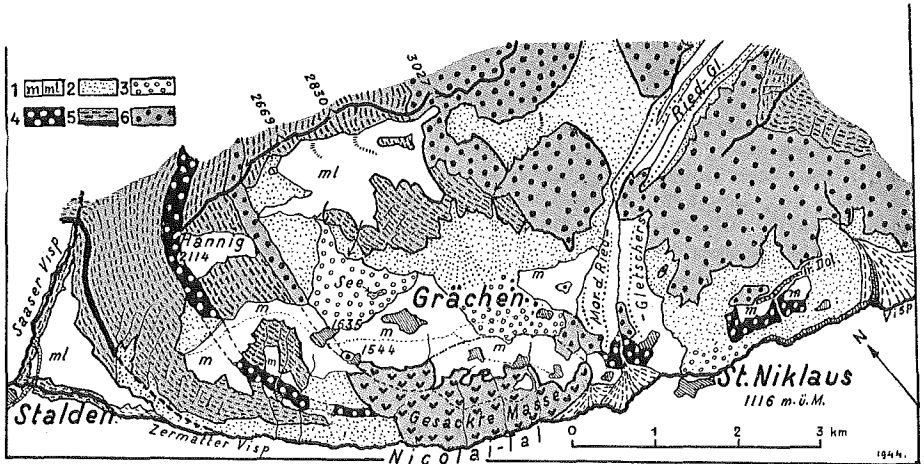


Abb. 1

Zeichen-Erklärung: 1. Moräne des Talgletschers (m) und des Lokalgletschers (ml). 2. Gehängeschutt und Schuttkegel. 3. Bergsturzblockmaterial. 4. Sericitquarzite, Permo-Trias. 5. Paragneise carbon. Alters; schwarzes Band: carbon. Schiefer. 6. Mischabel-Augengneise. Tr. Dol.: Trias-Dolomit.

Die Terrasse von Grächen erweist sich als eine Erosionsterrasse, welche die Schichtlagen schneidet. Die Terrasse ist älter als die spät- oder postglaziale Sackung unterhalb von Grächen. Nach der Höhenlage ist die Terrasse der Hännig-Alp, entsprechend der Terrasse der Moosalp (ob Visp) pliozän, die Terrasse von Grächen in ihrer ersten Anlage präglazial.

Visp bilden, zu gliedern. Ein Irrtum in den bisherigen Kartierungen besteht darin, dass die kleine Felsrippe, auf welcher das alte Städtchen Visp mit den beiden Kirchen und der Burg steht, nach Süden hin als ununterbrochenes, die Landstrasse begleitendes Felsband bis nahe dem Staldenbach aufgefasst wird. Diese Felsrippe besteht aber aus zwei Teilen, wie aus der Kartenskizze Abb. 2 zu ersehen ist. Der nördliche Teil, auf dem das alte Städtchen Visp erbaut ist, streicht ENE—WSW und die Bündner Schiefer fallen, stark zerdrückt, etwas wechselnd mit  $22^{\circ}$  bis  $30^{\circ}$  nach SSE. Diese an Kalkbänken reichen, grauen Kalkglimmerschiefer bilden den untersten Teil der ganzen Wand entlang der «Napoleonstrasse» zwischen Turtig (gegenüber Raron) und Visp (I auf Abb. 2). Diese kalkigen Bündner Schiefer werden am alten Fussweg nach Zeneggen über Visp bei etwa 900 m Meereshöhe überlagert von schwarzen Schiefen. Infolge des SSE-Einfallens und der Wechsellagerung von härteren und weicheren Schichten kom-

men Schichtterrassen zustande, die bei Visp auf den ersten Blick widersinnig talaufwärts, statt talabwärts geneigt sind. Bei Turtig streichen die Bündner Schiefer E-W und bilden eine ganze Treppe von Terrassen.

In etwa 760 m Meereshöhe finden sich am alten Fussweg von Visp nach Zeneggen Bänke von Grüngesteinen, die ich als Hornblende-Chlorit-Albit-Schiefer ( $\gamma$ ) mit Analyse 1934 angegeben habe (Lit. 3).

Östlich vom Ausgang des Vispertales fehlt dieser unterste tektonische Komplex I. Die grauen Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite bilden hier die mächtige mesozoische Unterlage des Gebiedes Orthogneises und seiner Umhüllung mit der gipsreichen Trias der «Aaren»- und «Bodmen»-Alp (also eines Stückes der Monte-Leone-Decke des Simplongebietes). Rechts der Visp steigt die Schichtfolge axial steil mit zirka  $40$  Grad gegen E an. Auf der linken Talseite liegt Schichtfolge II schuppenförmig auf den Tonschiefern von I. Hier gliedert sich dieser Schichtenkomplex in Kalkglimmerschiefer unten,

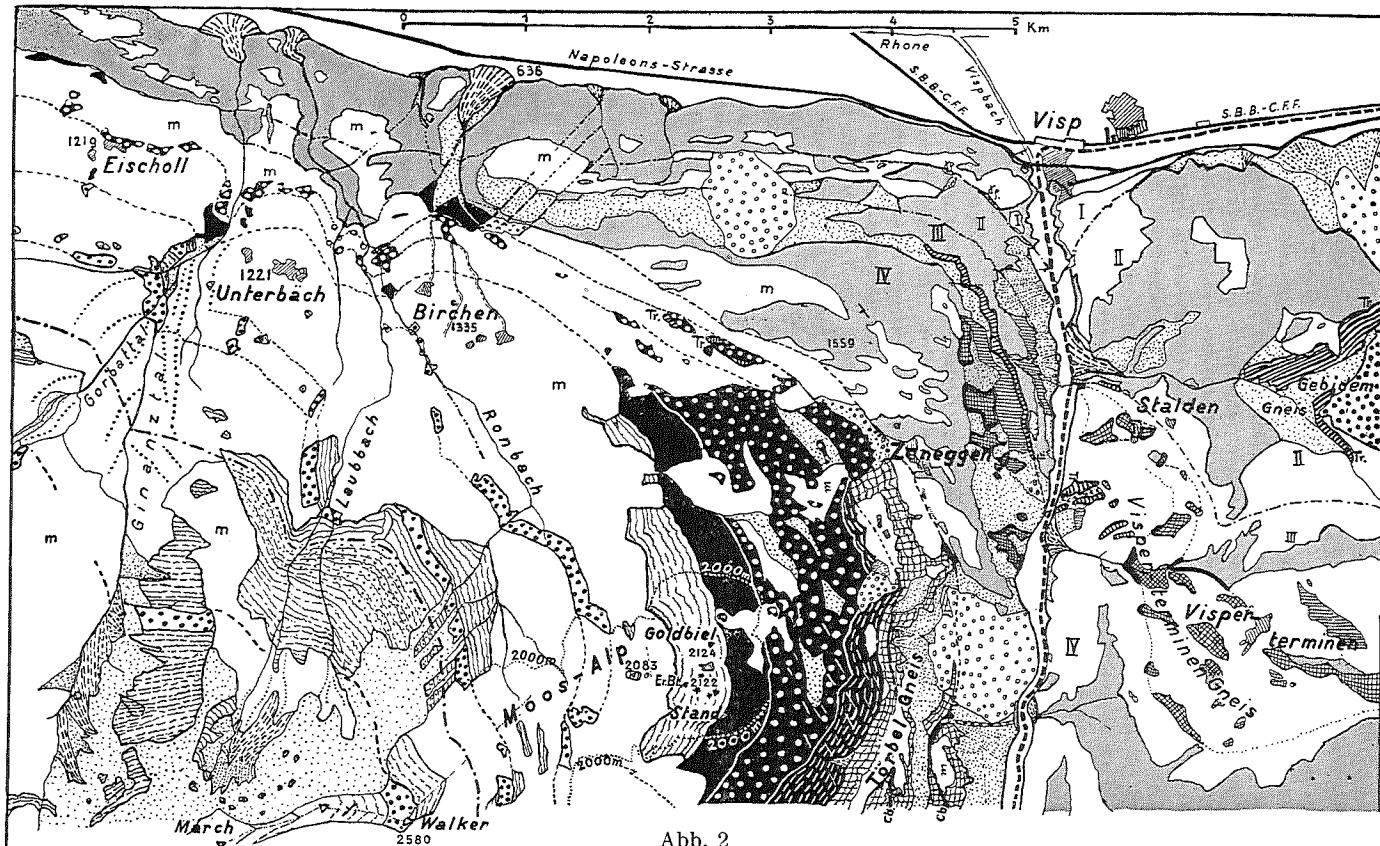


Abb. 2

Geologische Kartenskizze der Stirnregion der St.-Bernhard-Decke und ihrer Unterlage bei Visp (Wallis).

I-IV Tektonische Einheiten mit Bündnerschiefern.

Rasteron: Bündnerschiefer mit ihren Grängesteinen (schraffiert) und Serpentineinlagerungen (kariert). Tr.: Trias-Dolomit mit Gips. Schwarz mit weissen Punkten: Massige Sericitquarzite (Buntsandstein). Schwarz mit weissen Stricheln: Gefälte und blättrige Sericitquarzite (Permo-Trias). Schwarz (cb.): Carbonische schwarze Schiefer und Psammitgneise. Kariert: Gspon-Törelgneis und Visperterminengneis. Gewellte Linien: Paragneise der St.-Bernhard und der Mischabel-Decke. Grosse schwarze Punkte: Orthogneis (Gebidem); Mischabel-Augengneise. Feine Punkte: Schutthalden und Gehängeschutt. Kleine Kreise: Bergsturzmassen. Weiss: Moränen des Rhone- und Vispergletschers und der lokalen Hängegletscher. Die von Moränen des Vispergletschers dünn überkleisterte Erosions-Terrasse der «Moosalp» ist mit der 2000-m-Höhenlinie umrandet. Beachte die Lokalmoränen aus dem Ginzantal. Stalden (d. h. Ober-, Unter-, Hinter-Stalden) nördlich Visperterminen soll nicht mit Stalden (daher «Staldengneis») am Zusammentritt des Saas- und Nicolaitales verwechselt werden.

darüber folgen schwarze Tonschiefer und am Weg nach Zeneggen bei der Kapelle in 1140 m ü. M. hellere, mehr graue und kompakte reine Kalkbänke.

Im Hangenden des Gebidem-Gneises sind die Bündner Schiefer arg ausgewalzt. Diese Bündner-Schiefer-Zone mit Grüngesteineinlagerungen bildet die Muldenzone zwischen dem Gebidem-Gneis (unten) und dem Visperterminen-Gneis (oben). Der ebenfalls steil nach SE ansteigende Visperterminen-Gneis bleibt auf der rechten Vispertalseite, was, verbunden mit dem axialen Ansteigen, mithilft, die Asymmetrie der beiden Talseiten zu erhöhen: links über Visp die steil abbrechenden Schichtköpfe, rechts der im Gleiten begriffene, moränenbedeckte Hang, dessen Schichtplatten steiler als links in den Hang einstecken. Die Visp fliesst also in einer tektonischen Knickzone. An der Strasse von Visp nach «Neubrück» wird der Gneis unterhalb der Häuser von «Unter-Stalden» von Trias-Dolomit (der hier stark verrutscht ist) überdeckt. Auf der linken Talseite entspricht diesem Gestein jene Dolomitbank, welche hoch über Visp als hellere Bank in der Felswand sichtbar ist und die von der neuen Strasse nach Zeneggen bei ca. 1180 m ü. M. bald nach der Kapelle (1140 m ü. M.) angeschnitten wird. Bereits ALFR. WERENFELS konnte zeigen, dass der Visperterminen-Gneis bei «Ob-» und «Unter-Stalden» (zu Visperterminen gehörend) eine Doppelung mit Brüchen aufweist.

Der Bündner-Schiefer-Komplex IV, das normale Hangende über der Trias-Bank, bildet die mächtige, nun SE bis SSE streichende und SW einfallende, mesozoische Muldenzone, auf deren topographisch obersten Bänken Zeneggen und die Kapelle des «Biel» liegen und die als «Heidenegg» von der Kirche Zeneggen über Sisetsch nach Esch talwärts sticht. Auf der rechten Talseite bildet diese Bündner-Schiefer-Masse die Unterlage der Terrasse von «Riedje», die Muldenzone zwischen dem Visperterminengneis (unten) und dem Gneis von Stalden (oben), schliesslich steigen die Bündner Schiefer jenseits des Gebidemrückens über die Galenalp im Gamseki-Tal zum Bistenenpass hinauf, um als «Magenhornmulde» spitz nach Süden zu enden. In dieser Zone eingeschaltet liegen die mächtigen Serpen-

tin- und Grünsteinmassen, die unterhalb von Zeneggen zur Visp hinabziehen.

Auf diese Bündner-Schiefer-Zone ist nicht nur der (karbonische) Stalden-Gneis aufgeschoben, der bereits über «Neubrück» sein Ende findet. Der «Heidenegg» bei Zeneggen tektonisch aufgelagert, endet auch der karbonische Gneiskomplex Gspon-Törbel und schliesslich, durch ein schmales, selten aufgeschlossenes Band von karbonischen Schiefen getrennt, auch die mächtige Masse fester Bänke von grünlichen Perm- und Trias-Quarziten, welche als Unterlage der Schubmasse der Mischabelgneise und ihrer nördlichen Ausfaserungen oberhalb Zeneggen und den «oberen Hellenen» nach SW einfallen und stark ausgedünnt gegen den «Hohkastler» und Unterbäch abfallen. In dieser Quarzitmasse lässt sich über Zeneggen eine untere Schuppe abtrennen, an deren Basis bei den «oberen Hellenen» Reste von Trias-Dolomit-Bänken auftreten, die Anlass zu einer mit einem kleinen See gefüllten Doline geben. Der Stalden- und der Gspon-Törbel-Gneis entsprechen der «zone houillère» an der Basis der St.-Bernhard-Decke, in welcher unterhalb Ergisch östlich Turtmann Kohlenflöze eingeschlossen sind und abgebaut wurden.

Über der Mischabel-Gneismasse und ihren Ausläufern über Bürenchen-Unterbäch-Eischoll liegt die Ergischhorn-Gneismasse, die als östlichstes Ende der St.-Bernhard-Gneise im engeren Sinne aufgefasst werden kann. Diese Zone enthält zahlreiche Einlagerungen von Amphiboliten, welche der Mischabel-Gneismasse fehlen. Das trennende Trias-Quarzitband ist vom Illhorn am Ufer des Illsees, an der Märetschalp vorbei, ins Turtmanntal verfolgbar, wo es bei der Vollen-Kapelle den Bach quert, jenseits über Alp Senntum ansteigt, unterhalb des Ergischhorns durchstreicht, um nahe dem Gorbatbach über Eischoll auszuweichen.

Es folgen sich also von N nach S und von unten nach oben, von Visp taleinwärts bis zum Zusammentritt der Vispertäler:

Die Bündner-Schiefer-Komplexe I und II  
Über Visp der Gebidem-Gneis  
Die Bündner-Schiefer-Masse III  
Der Visperterminen-Gneis  
Die Bündner-Schiefer-Mulde IV

Der Stalden-Gneis (Stalden, am Zusammenfluss der Vispertäler)

Die Gspon-Törbel-Gneismasse

Die Mischabel-Gneismasse (Moosalp)

Die Emshorn-Ergischhorn-Gneise (Walker)

Als Krönung dieser ganzen Serien liegt tektonisch über all den Einheiten über dem linken Hang des Nicolaitales die Dent-Blanche-Decke und ihre mesozoische Unterlage.

Nach einer freundlichen, mündlichen Mitteilung von Herrn P. Bearth in Basel bleibt die Monte-Rosa-Decke als selbständige grosse liegende Decke im Sinne von E. ARGAND bestehen; sie wird von der Mischabel-Gneismasse durch die mesozoische an Serpentin und Grünschiefer reiche Umhüllung (Zermatt-Gornergrat) getrennt. Ihr Einpressen bewirkt die Fächerstellung der Gneise der Mischabel- und der Laquinhorn-Fletschhorngruppe.

Wie kommen die starke Schuppung, die tektonische Verdickung der Trias-Quarzitmassen über Visp, die abweichenden Streichrichtungen zwischen dem untersten Bündner-Schiefer-Komplex und den oberen tektonischen Einheiten zustande?

Es läßt sich vermuten, dass die Stalden- und die Gspon-Törbel-Gneismasse eine Vertiefung ausfüllen, die im Untergrund am Westende des abgetauchten und in der Tiefe verborgenen Gotthardmassivs vorhanden sein muss. Die tektonischen Komplexe höher oben aber wurden gegen den Südfall des SW abtauchenden Aarmassivrückens geschoben und schmiegt sich der Form dieses Rückens an, wobei derselbe selbst in einzelne Zonen aufgesplittet wurde. Dieser südwestabfallende Rücken zeigt zwei härtere, versteifte Zonen: den Augengneis von Baltschieder-Eggenberg (dem Städtchen Visp gegenüber) und den eigentlichen Aaregranitgneis, der bei Gampel das Rhonetal erreicht. Zwischen beiden liegt die autochthone mesozoische Sedimentzone von Gampel-Hohtenn-Raron-Ausserberg-Baltschieder mit Malm, Dogger, Lias, Trias. Durch Anpressen der Stirnregion der Mischabel-Gneismasse und ihrer Unterlage an diese

verschieden versteiften Widerstände im Norden entstand die Schuppung bei Visp, das stärkere Vordringen der oberen Teile gegenüber den unteren und die tektonische Einsattelung im Ginzanttalhintergrund. Der Muldencharakter in der Umrahmung des Ginzan-Kar-Kessels äussert sich in der Oberflächengestalt auch darin, dass die Schutthalde hier bis zu den Gratpartien hinaufreichen, so am Augstbordhorngrat, am Grat der «March» und der «Helmini». Das Erdbeben von Visp vom Jahre 1855, das vom 25. Juli bis zum 18. Dezember in zahlreichen Stössen die Bevölkerung in ständigem Schrecken hielt und einen Teil des Städtchens Visp zerstörte, zeigt, dass die tektonischen Bewegungen unter Visp noch heute nicht vollständig zur Ruhe gekommen sind.

Durch das Anpressen der verschiedenen tektonischen Einheiten an den Südfall des Aarmassivs treten im Landschaftsbild der Visperberge südlich und südwestlich fallende Gehänge stark hervor, was für Siedlung und Ackerbau äusserst wichtig ist. Schon keltisch bewohnt waren Sisetsch bei Zeneggen und Törbel. Gegenüber Zeneggen liegt auf dem Süd-exponierten Bündnerschieferhang der höchste Weinberg der Alpen.

Als allgemeine Schubrichtung können wir N30W annehmen. Eine letzte Pressung, welche Schichtung und Schieferung überprägt, brachte in der Stirnregion der Mischabel-Gneismasse und ihrer nördlichen Fortsetzung eine ausgesprochene Schubbklüftung hervor (Lit. 4). Im Bereich des Saastales verlaufen die Klüfte parallel der Talrichtung mit N±30W. Die Klüftwände fallen steil (70—85°) gegen Osten. Diese Kluftrichtung war bestimmend für den Verlauf des Törbelbaches bei Törbel und des Ronbaches bei Bürchen. Sie durchsetzt auch die Trias-Quarzite unterhalb Ergisch bei Turtmann. Eine zweite Kluftrichtung verläuft N±40E; sie findet sich hauptsächlich im Turtmanntal. Ihr folgt z. B. der Gorbach bei Eischoll, wie denn diese Kluftrichtung im Ergischhorngrat, aber auch in den Abschlusswänden des Meidensegebietes im Turtmanntal stark hervortritt.

#### Literatur

1. P. BEARTH: Über den Zusammenhang von Monte-Rosa- und Bernhard-Decke. *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 32, Nr. 1, 1939.
2. R. STAUB: Über die Gliederung der Bündner Schiefer im Wallis. *Eclogae Geologicae Helveticae*, Vol. 35, Nr. 2, 1942.

3. W. STAUB: Gebirgsbau zwischen Vispatal und Turtmanntal. Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern, 1934.
4. W. STAUB: Kleintektonik und Oberflächen-gestalt auf der Westseite des Visper-

tales. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, Vol. 27, Nr. 2, 1934.

5. ALFR. WERENFELS: Geologische und petrographische Untersuchung des Visper-tales; Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. 26. Lieferung, 1924.

## Die Einlagerung von Kongorot in Zellulose

Von

OSKAR WÄLCHLI (Zürich)

(Aus dem pflanzenphysiologischen Institut der Eidg. Technischen Hochschule Zürich)

Mit Kongorot gefärbte Ramiefasern zeigen im polarisierten Licht einen starken Dichroismus rot-farblös. Stehen die Fasern parallel zur Schwingungsrichtung des polarisierten Lichtes, sind sie intensiv rot gefärbt, dreht man sie aber um  $90^\circ$ , so werden sie farblos. Nach FREY<sup>1)</sup> kommt der Dichroismus durch eine gerichtete Adsorption des Farbstoffes zustande, indem sich die optischen Eigenschaften der eingelagerten Farbstoffteilchen summieren.

Um die Art der Einlagerung der bandförmigen Kongorotmoleküle in bezug auf die Richtung der Längsachsen der Zellulosefasern zu bestimmen, mußten verschiedene Untersuchungsmethoden kombiniert werden. Es wurden polarisationsoptische und röntgenometrische Untersuchungen des festen, strömungsoptische Untersuchungen des gelösten Kongorotes und optische und röntgenometrische Untersuchungen an gefärbten Fasern ausgeführt.

Die strömungsoptischen Untersuchungen erfolgten im Strömungsapparat nach SIGNER<sup>2)</sup>. Geströmt wurden Kongorotlösungen in Wasser, 50 %igem Äthylalkohol und 50 %igem Glycerin. Der Farbstoff ist im Wasser kolloid gelöst. Die Kolloidteilchen bestehen nach Messungen von VALKÓ<sup>3)</sup> aus 9—20 Molekülen je nach Konzentration. In unsern wässrigen Lösungen müssen Assoziationsfaktoren von 9—15 auftreten. Die immer positiven Doppelbrechungswerte ( $n_\gamma - n_\alpha$ ) wie auch die Auslöschungswinkel  $\varphi$  sind bei wässrigen Lösungen am grössten und bei den Lösungen in

Glycerin am kleinsten, noch kleiner als in Alkohol, trotzdem die viel höhere Viskosität des Glycerins bei gleicher Aggregation höhere Doppelbrechungswerte erwarten lassen sollte. Aus diesen Messungen folgt, dass in alkoholischen Lösungen wesentlich kleinere Molekülaggregate (z. B. aus ca. 7—8) und in Glycerinlösungen solche aus noch weniger (z. B. 2—4) Molekülen vorhanden sind. Auf Grund der Moleküldimensionen  $24/7/3 \text{ \AA}$  und der positiven Doppelbrechung kann geschlossen werden, dass die Moleküle mit ihren Längsachsen parallel zur Micellängsachse und damit auch parallel zum grössten Brechungsindex  $n_\gamma$  liegen.

Für die röntgenometrischen Untersuchungen des fadenförmig kristallisierten Farbstoffes wurden zum erstmalig Faserdiagramme erhalten. Es sind 3 deutliche Äquatorinterferenzen und noch mehrere Interferenzen der 3. und 5. Schichtlinie vorhanden. Der Identitätsabstand in der Richtung der Kriställchenlängsachse wurde zu  $24,03 \text{ \AA}$  errechnet. Da das Molekül in der Achse des Benzidinkernes  $21 \text{ \AA}$  lang ist und ein Zwischenmolekularabstand von ca.  $3 \text{ \AA}$  vorhanden sein muß, kann angenommen werden, dass die Kongorotmoleküle mit ihren Achsen parallel zur Kristalllängsachse orientiert sind. Dies wird noch gestützt durch die aus den Äquatorinterferenzen errechneten Gitterabstände quer zur Längsachse, durch Berechnung des Molekularvolumens und auf Grund der entgegengesetzten elektrischen Ladungen der  $\text{NH}_2$ - und  $\text{SO}_3\text{Na}$ -Gruppen. Da die Kongorotkriställchen positiv doppelbrechend sind, folgt, dass auch hier die Moleküle parallel zum grossen Brechungsindex  $n_\gamma$  gerichtet sind.

Gegenüber ungefärbten zeigen gefärbte

<sup>1)</sup> FREY, A., *Naturwiss.* 13, 403—406 (1925);

<sup>2)</sup> SIGNER, R., *Z. phys. Chemie A* 150, 257 bis 284 (1930); <sup>3)</sup> VALKÓ, E. *Trans. Faraday Soc.* 31, 230—245 (1935).